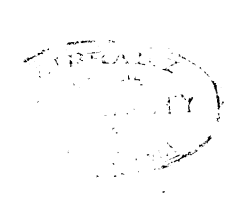


Dr E. WEINSCHENK

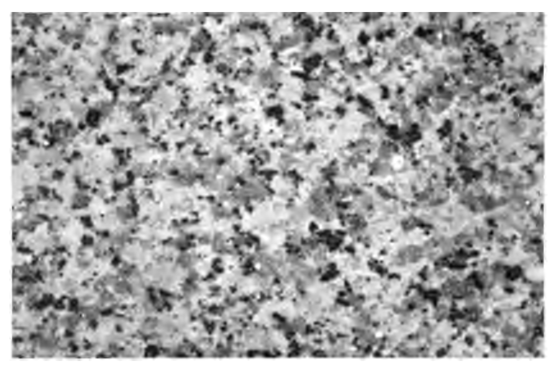
PETROGRAPHISCHES VADEMEKUM



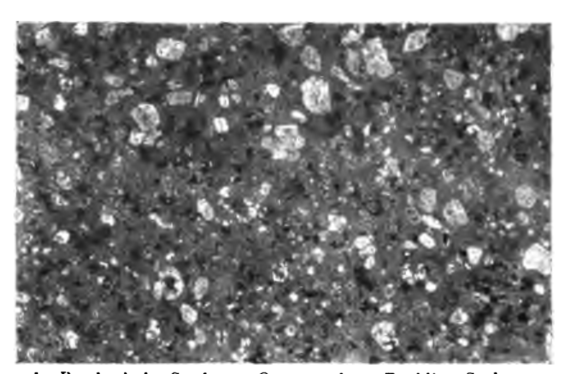
Petrographisches Vademekum.



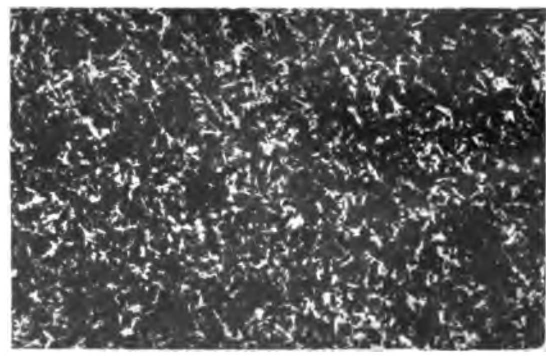
Strukturen der Eruptivgesteine.



a. Granitische Struktur. Granit. Baveno am Lago Maggiore.



b. Porphyrische Struktur. Quarzporphyr. Rochlitz, Sachsen.



c. Ophitische Struktur. Diabas. Oppach, Sachsen.

Petrographisches Vademekum.

Ein Hilfsbuch für Geologen.

Von

Dr Ernst Weinschenk,

a. o. Professor der Petrographie an der Universität München.

Mit einer Tafel und 98 Abbildungen.

Freiburg im Breisgau.

Herdersche Verlagshandlung.

1907.

Berlin, Karlsruhe, München, Straßburg, Wien und St Louis, Mo.

Strukturen der [illegible]

a. [illegible]

b. [illegible]

c. Ophitische [illegible]

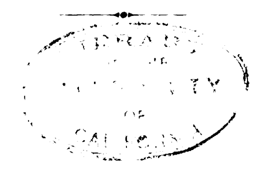
Petrographisches Vademekum.

Ein Hilfsbuch für Geologen.

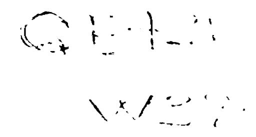
Von

Dr Ernst Weinschenk,
a. o. Professor der Petrographie an der Universität München.

Mit einer Tafel und 98 Abbildungen.



Freiburg im Breisgau.
Herdersche Verlagshandlung.
1907.
Berlin, Karlsruhe, München, Straßburg, Wien und St Louis, Mo.



Buchdruckerei der Herderschen Verlagshandlung in Freiburg.

Vorwort.

Vorliegendes Buch ist aus dem Bedürfnis entstanden, im makroskopischen Praktikum und auf geologischen Exkursionen ein Hilfsmittel an der Hand zu haben, mit welchem man die so schwer zugängliche Gesteinswelt für den Bedarf des Augenblicks einigermaßen übersehen kann. Eine «Petrographie ohne Mikroskop», welche dieses Buch darstellt, ist zwar nach Ansicht des Verfassers ein durchaus nicht erreichbares Ziel, wenigstens für denjenigen, der sich nicht mit den einfachen, äußeren Erscheinungen begnügt. Wer in die Bedeutung der Gesteinswelt für die Entwicklung unserer Erde eindringen, wer die Gesteinskunde als eine der wichtigsten Hilfswissenschaften der Geologie erproben will, für den ist und bleibt die mikroskopische Petrographie der einzige Weg zur Erkenntnis.

Das, was hier gegeben wird, kann nur als Anregung gelten zu einer eingehenden Beschäftigung mit dem so vernachlässigten, in seinen Methoden so schwierigen Gebiete der Gesteinskunde, als eine Anregung, welche die Resultate petrographischer Forschung geben muß, ohne gleichzeitig den Weg zeigen zu können, auf welchem sie in mühseligem Kampfe errungen wurden. Keinesfalls kann dieses Vademekum ein Lehrbuch der Gesteinskunde ersetzen;

sein Zweck ist vielmehr, weitere Kreise herbeizuziehen zum Studium dieser interessanten Wissenschaft, deren hauptsächliche Ergebnisse in des Verfassers «Grundzüge der Gesteinskunde. I. Allgemeine Gesteinskunde, 2. Aufl. 1906. II. Spezielle Gesteinskunde, 2. Aufl. 1907» auch für ein größeres Publikum dargestellt sind.

München, März 1907.

Prof. Dr E. Weinschenk.

Inhalt.

Allgemeiner Teil.

Spezieller Teil.



Allgemeiner Teil.

Definition.

Die Petrographie oder Gesteinskunde ist die Lehre von der Beschaffenheit des Materials, welches die Erdkruste zusammensetzt. Man definiert den Begriff Gestein im eigentlichen Sinn als Mineralaggregate, welche in mehr oder minder konstanter Ausbildung geologisch selbständige Körper sind und sich so als wesentliche Bestandteile der Erdkruste darstellen.

Aus dieser Definition folgt einerseits, daß die Gesteine nicht in derselben Weise wie etwa die Mineralien durch eine stöchiometrische Formel ausgedrückt werden können, sondern daß vielmehr ein gewisses Schwanken in den chemischen Bestandteilen und damit auch in den Mengenverhältnissen der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien zum Charakter eines Gesteins gehört. Anderseits werden solche Aggregate, bei welchen eine besonders weit gehende Inkonstanz der Mischung vorliegt, oder die in nur untergeordneten Massen oder ganz lokal vorkommen, wie z. B. die meisten Erzgänge, von diesem Begriff abgetrennt und als Mineralkombinationen dem Gestein gegenübergestellt.

Man kann die Gesteine scheiden in 1. primäre oder Eruptivgesteine, die in der Hauptsache kristallinische Gesteine darstellen, und 2. sekundäre oder Sedimentgesteine, die vorherrschend aus der Zerstörung der ersteren hervor-

gegangene Trümmergesteine oder klastische Gesteine sind.

Eine dritte Stufe von Bildungen, welche mit den ersten im allgemeinen die kristallinische Beschaffenheit gemeinsam haben, ohne daß man sie schlechtweg insgesamt als Eruptivgesteine bezeichnen könnte, hat in sich das Gemeinsame, daß sie ihre jetzigen Eigenschaften irgend einer Art von Metamorphismus verdankt; wir bezeichnen sie daher als metamorphische Gesteine. Für eine große Anzahl der zuletzt genannten Vorkommnisse ist der Nachweis geliefert und niemals angezweifelt worden, daß die Ursache der Umwandlung in der Kontaktmetamorphose zu suchen ist. Andere erschienen in dieser Richtung zweifelhafter, und diese wurden von den Geologen mit einzelnen nicht veränderten Eruptivgesteinen zusammen zu der Gruppe der kristallinischen Schiefer oder der archäischen Formation vereinigt.

Geologisches Alter und petrographische Beschaffenheit.

In der archäischen Formation bildet für den Geologen die Gesteinsbeschaffenheit allein das Merkmal des hohen Alters, deren Wert für solche Bestimmungen schon dadurch recht zweifelhaft wird, daß man mit diesen «archäischen» kristallinischen Schiefern in jeder Beziehung vollständig übereinstimmende Bildungen gefunden hat, welche, sei es durch ihre Lagerungsverhältnisse, sei es durch wohl erhaltene Fossilfunde, als Äquivalente paläozoischer und mesozoischer Sedimente erkannt wurden. Der einzige Unterschied, welchen solche «jüngere kristallinische Schiefer» gegenüber den «archäischen» zu erkennen geben, liegt in diesen außerhalb der petrographischen Beschaffenheit fallenden Eigenschaften. Es ist also zweifellos, daß jüngere Sedimente durch irgend welche Prozesse den Habitus der kristallinischen Schiefer angenommen haben, man kann daher auch in diesem Habitus allein kein historisches Kennzeichen sehen.

Damit verschwindet für den Petrographen der Begriff der archäischen Formationsgruppe;

ebenso erweist sich der von den Geologen im allgemeinen festgehaltene Unterschied zwischen alteruptiven und jungeruptiven Gesteinen resp. zwischen dem paläozoischen und tertiären Habitus der Sedimente als unhaltbar. Gesteine vom Aussehen der kristallinischen Schiefer sind keineswegs immer Bildungen aus der frühesten Urzeit unserer Erde, ja es ist zweifelhaft, ob unter den uns bekannten Schichtensystemen überhaupt solche vorhanden sind, welche der ersten Erstarrungskruste unserer Erde nahestehen. Die Beobachtung ausgedehnter, nicht kristallinischer Formationsreihen von präkambrischem Alter z. B. in *Südafrika* beweist, daß den im allgemeinen als älteste Sedimente angesehenen Bildungen des untersten Kambriums lange Erdperioden normaler Sedimentation vorausgingen, die mit der supponierten Reihe der archäischen Formationsgruppe der Geologie, welche eben durch die mehr oder minder kristallinische Beschaffenheit ihrer Produkte ausgezeichnet sein soll, in keiner Beziehung identifiziert werden können.

Eine zweite im petrographischen Habitus scheinbar begründete geologische Altersbeziehung der Gesteine wurde von den Geologen in der Unterscheidung alteruptiver und jungeruptiver Gesteine zur Darstellung gebracht. Auch diese Trennung ist keineswegs aufrecht zu erhalten. Es gibt z. B. in den Anden oder im *ungarischen Erzgebirge* Granite, Syenite, Diorite usw. von nachweisbar tertiärem Alter. Unter den zugehörigen Ergußgesteinen, die natürlich gleichfalls tertiär sind, haben zahlreiche den Habitus «alteruptiver» Quarzporphyre oder Porphyrite, während in andern Gebieten wieder die Ergußgesteine der paläozoischen und mesozoischen Periode völlig die Beschaffenheit «jungeruptiver» Liparite oder Andesite bewahrt haben. Der tatsächlich vorhandene

Unterschied zwischen Liparit und Quarzporphyr oder zwischen Andesit und Porphyrit liegt also nicht in dem geologischen Alter, er ist vielmehr bedingt durch den Erhaltungszustand: Liparit und Andesit sind frisch, Quarzporphyr und Porphyrit mehr oder weniger umgewandelt. Daß Gesteine, welche seit den ältesten Formationen der Einwirkung der Verwitterung ausgesetzt waren, häufig weitergehende Veränderungen erlitten haben als solche, die erst im Tertiär emporgedrungen sind, liegt auf der Hand. Aber in zahlreichen Fällen beobachtet man auch das entgegengesetzte Verhalten.

Endlich sind noch analoge Annahmen bei den Sedimentgesteinen zu besprechen. Man beobachtet im allgemeinen in unsern Mittelgebirgen, daß ein Gestein um so kompakter und verbandsfester erscheint, je älter dasselbe ist, und wenn es sich z. B. um die Verwendung von Gesteinen für technische Zwecke handelt, so wird in einem und demselben Gebiet bei fast gleicher Zusammensetzung das ältere den Vorzug verdienen, weil es widerstandsfähiger ist. Die altpaläozoischen Dachschiefer im *rheinischen Schiefergebirge* oder in den *Ardennen* stehen den jüngeren Schiefertonen oder endlich den ganz jungen, oft im Naturzustand noch plastischen Tonen des Tertiärs gegenüber. Aber im Kanton *Glarus* und auch sonst in weiter Verbreitung in den *Alpen* haben tertiäre Schiefer die Beschaffenheit und Verbandsfestigkeit der Dachschiefer angenommen, während z. B. in den *russischen Ostseeprovinzen* das fossilführende Kambrium zum großen Teil aus plastischen Tonen, aus Sand usw. aufgebaut ist.

Eingehendere Untersuchungen zeigen, daß die alpinen tertiären Schiefer, wo sie die hohe Verbandsfestigkeit aufweisen, intensiv zusammengefaltet und meist transversal geschiefert sind, während die

kambrischen Tone in Rußland nahezu noch ihre horizontale Lagerung bewahrt haben und niemals stärkerem Druck ausgesetzt waren. Die Unterschiede im Habitus der Sedimente ergeben sich so hauptsächlich als Resultate des Gebirgsdrucks, der in erster Linie in der Weise wirkt, daß er Luft und Feuchtigkeit aus dem lockern Sediment herauspreßt und dadurch die einzelnen Teile desselben zu gegenseitiger Adhäsion bringt. Da nun im allgemeinen ältere Formationsgruppen häufiger intensiven Pressungen ausgesetzt waren als jüngere, so trifft man bei ihnen auch öfter eine hohe Verbandsfestigkeit. Es bedeutet aber eine Verkennung der Tatsachen, wenn man die letztere aus dem geologischen Alter ableiten will.

Es folgt aus diesen Betrachtungen der grundlegende Satz: Der petrographische Habitus eines Gesteins steht nie und nirgends in irgend welchen direkten Beziehungen zum geologischen Alter.

Die Beschaffenheit der Eruptivgesteine.

Normale Eruptivgesteine sind richtungslose, massige Gesteine (Fig. 1, S. 6), entstanden durch Verfestigung eines ursprünglich Wassergas und andere Gase enthaltenden Schmelzflusses, des Magmas, das aus dem Erdinnern emporgedrungen ist. Entweder hat dieses die Oberfläche der Erde erreicht, Ergußgesteine, und hat sich dort je nach dem Grad seiner Flüssigkeit ausgebreitet, während die entweichenden Gase massenhaft fein verteiltes Magma als vulkanische Aschen und Sande neben gröberen Fetzen, den Lapilli und Bomben, ausschleuderten, die häufig in mehrfach wiederholter Wechsellagerung Schichten von Tuff zwischen den rasch erstarrten Lavaströmen bilden.

Oder das Magma ist nicht bis zur Oberfläche gelangt, sondern es kristallisierte unter Bedeckung durch eine mehr oder minder mächtige Lage älterer Gesteine, Tiefengesteine. Dabei wurden die heißen Gase nicht plötzlich abgestoßen, sondern sie entwichen nach Maßgabe der äußerst langsam und gleichmäßig fortschreitenden Kristallisation des Schmelzflusses in das Nebengestein und betätigten dort in mannigfachen molekularen Umlagerungen ihre chemische



Fig. 1. Massiger Granit an der Grimselstraße. (Phot. Gebr. Wehrli.)

Energie, Kontaktmetamorphose. Das aus der Tiefe empordringende Magma enthält meist schon «intratellurisch» gebildete Kristalle, welche im Ergußgestein, oft mannigfach angeschmolzen und korrodiert, die größeren Einsprenglinge in der verhältnismäßig rasch abgekühlten, daher dichten, oft auch glasigen Grundmasse bilden und die porphyrische Struktur bedingen (Titelbild, b). Ergußgesteine sind im allgemeinen porphyrische Gesteine. Wo aber die Abkühlung des ganzen Magmas langsam und unter gleichbleibenden physi-

kalischen Verhältnissen vor sich ging, wuchsen diese älteren Kristalle einfach weiter, und das Gestein zeigt in der annähernden Gleichwertigkeit aller Mineralindividuen den Typus der körnigen Struktur (Titelbild, a und c). Tiefengesteine sind daher körnige Gesteine.

Auch in ihrer geologischen Form erscheinen charakteristische Unterschiede: die Ergußgesteine bilden Ströme und Decken, letztere oft von gewaltiger horizontaler Erstreckung, welche,



Fig. 2. Trachytkuppe des Puy de Dôme, Auvergne.

meist mit Tuffen abwechselnd, sich mehrfach, selbst hundertfach übereinander wiederholen. So umfassen die Trappdecken des Dekhan über $^1/_2$ Million km^2 in einer Mächtigkeit von über 1000 m. Oder es sind verhältnismäßig unbedeutende, aber oft in großer Anzahl zusammen vorkommende Kuppen (Fig. 2), zu welchen das zähflüssige Magma beim Emporquellen sich aufgestaut hat; an solchen sind Tuffe häufig recht untergeordnet. Letztere Form ist besonders bezeichnend für Trachyte, Phonolithe und Basalte.

Die Tiefengesteine dagegen treten entweder in durchgreifender Lagerung als Stöcke von sehr verschiedenen, oft bedeutenden Dimensionen auf (Fig. 3), deren Querschnitt rundlich bis elliptisch ist,

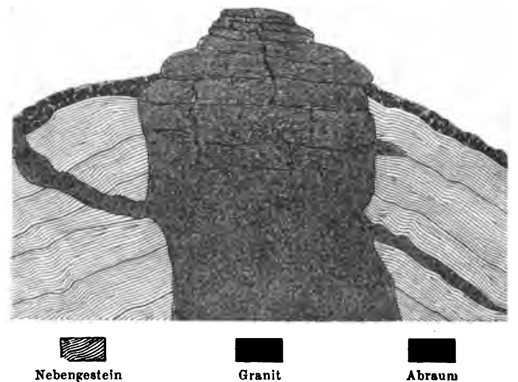


Fig. 3. Vertikalschnitt eines granitischen Stockes.

und welche die aufgerissenen Schichtgesteine quer durchsetzen. Oder aber der Schmelzfluß hat sich auf den Schichtenfugen eingedrängt, und das Gestein bildet in konkordanter Form gewaltige Lager

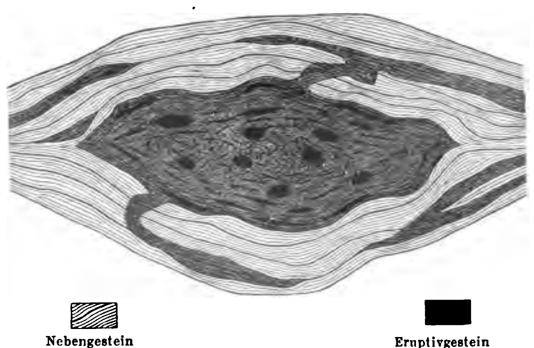


Fig. 4. Horizontalschnitt einer Lagermasse mit Apophysen.

(Fig. 4) von meist linsenähnlicher Form, an denen die eruptive Entstehung teils in zahlreichen Abzweigungen in das Nebengestein, Apophysen,

deutlich ist, teils dadurch, daß der Schmelzfluß die Gesteine beim Empordringen gehoben und oft ganz zersprengt hat, Lakkolithe. Manchmal, und zwar namentlich bei basischen Gesteinen, beobachtet man aber weder das eine noch das andere, und der Nachweis, daß trotzdem eine echt intrusive Bildung vorliegt, ergibt sich dann aus der kontaktmetamorphen Umwandlung des Nebengesteins oder auch nur aus der petrographischen Beschaffenheit des Eruptivgesteines selbst.

Zwischen die Gruppen der Ergußgesteine und der Tiefengesteine schalten sich nach ihrer geologischen Form die Ganggesteine ein, welche auch petrographisch die Zwischenglieder darstellen. Wie der Name sagt, bilden sie in der Hauptsache Gänge, d. h. Kluftausfüllungen von sehr wechselnder Mächtigkeit, welche in jedem Querschnitt langgestreckte Bänder darstellen (Fig. 5). Diese Gruppe von Gesteinen weist besonders weitgehenden Wechsel auf, und sie sind in besonderem Maße die Beweise für die mannigfachen chemisch-physikalischen Spaltungsprozesse im schmelzflüssigen Magma. Sie nähern sich im petrographischen Charakter je nach den physikalischen Bedingungen bei ihrer Verfestigung bald den Tiefengesteinen bald den Ergußgesteinen und zeigen dabei in weitester Verbreitung von dem normalen Typus gewisse Abweichungen, die aber wiederum nicht auf die «Ganggesteine» beschränkt, sondern hier nur besonders hervortretend sind.

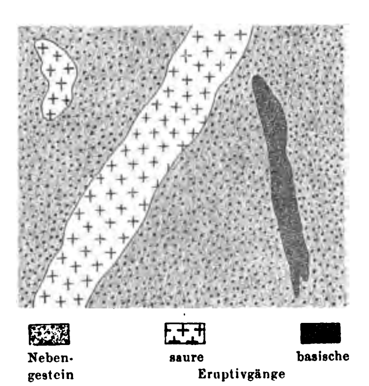


Fig. 5 Eruptivgänge im Grundriß.

Eine Besprechung dieser oft so untergeordneten und lokalen Vorkommnisse, daß sie kaum mehr den Namen Gesteine verdienen, erfolgt bei den Spaltungsgesteinen. Ihre genauere Definition kommt fast ausschließlich der mikroskopischen Analyse zu, und der Geologe wird meist nicht mehr ausführen können, als einesteils gegenüber dem normalen Gestein lichtere Gänge, Aplite, von dunkleren, oft ganz schwarzen, den Lam-

prophyren, zu unterscheiden. Trotz der geringen Mächtigkeit, welche diese Gänge im allgemeinen aufweisen, haben sie auch für den Geologen insofern einiges Interesse, als speziell bei den Apliten die petrographische Beschaffenheit ein besonders klares Bild von den physikalischen Bedingungen gibt, unter welchen sich diese Gesteine gebildet haben. Wo z. B. Granitaplite rein kristallinisch entwickelt sind, darf man mit großer Sicherheit den Schluß ziehen, daß die Umgebung zur Zeit ihrer Kristallisation eine stark erhöhte Temperatur besaß, denn sonst wäre bei dem kleinen Volumen und der äußerst geringen Kristallisationsgeschwindigkeit dieser Schmelzflüsse eine plötzliche Verfestigung eingetreten, die zu einer glasigen Masse hätte führen müssen. So beobachten wir, daß Aplite stets, wenn sie sich, zeitlich oder räumlich, von dem Zentrum der Intrusion entfernen, in Quarzporphyr und schließlich in Pechstein übergehen. Für die Auffassung der Bildungsbedingungen der wohl stets von Apliten durchaderten «kristallinischen Schiefer» ist diese Beobachtung von grundlegender Bedeutung. Bemerkt muß noch werden, daß ähnliche Beweiskraft kristallinisch entwickelten Lamprophyren nicht zukommt; diese kristallisieren sehr viel leichter, und man findet sie in fast rein kristallinischem Zustand als schmale Adern innerhalb nicht umgewandelter Sedimente, während die mit ihnen dann zusammen vorkommenden aplitartigen Gesteine stets Gläser sind.

Die eingehenden petrographischen Untersuchungen der letzten Jahrzehnte haben endlich den Beweis erbracht, daß bestimmte chemische und petrographische Gesteinstypen ausschließlich unter den Eruptivgesteinen auftreten, daß z. B. Gesteine von der Zusammensetzung eines Granites oder Diabases auch dann mit Sicherheit als eruptive Bildungen angesprochen werden dürfen, wenn in der geologischen Form jedes Anzeichen für diese Auffassung fehlt, daß ebenso die eigentliche Porphyrstruktur wie die Struktur des Granites oder Diabases, die pegmatitische Struktur usw. ausschließlich bei Eruptivgesteinen vorkommen.

Beobachtungen an Ergußgesteinen.

Die Erguß- oder Effusivgesteine sind fast stets porphyrische Gesteine, meist mit nicht sehr

zahlreichen, aber dem bloßen Auge deutlichen Einsprenglingen in einer gewöhnlich vorherrschenden, dichten, nur mikroskopisch auflösbaren Grundmasse. Doch ist das gegenseitige Verhältnis dieser Teile wechselnd, und man beobachtet namentlich in den Randzonen der Ströme und Decken häufig ein Zurücktreten der Einsprenglinge, während gleichzeitig ein Glas als Bestandteil der Grundmasse deutlicher wird und sich in dem glänzenden Bruch des Gesteins



Fig. 6. Fluidaler Quarzporphyr von Groß-Umstadt, Odenwald.

zu erkennen gibt. Ähnliches findet man auch an den Rändern von Gängen, in denen aber ausnahmsweise auch die entgegengesetzte Erscheinung Platz greifen kann und öfter durch die massenhafte Entwicklung der Einsprenglinge ein äußerlich den körnigen Gesteinen sehr ähnliches Aussehen bedingt wird.

An der Ober- und Unterseite der Lavaströme tritt mit den schon geschilderten Änderungen im Habitus häufig noch eine blasige oder schlackige Struktur hervor, bedingt durch die bei der Effusion des Magmas

entweichenden Gase, und in nicht seltenen Fällen haben Mineralneubildungen auf diesen Hohlräumen stattgefunden, welche in den Mandelsteinen durch Kalkspat, Zeolithe, Achat resp. Quarz mehr oder minder vollständig ausgefüllt sind. Die in Gruppen aufsteigenden Gasblasen bedingen die eigenartige Erscheinung der Blasenzüge, welche selbst eine zylindrische Absonderung der Gesteine bewirken können. Öfter wechseln auch blasige und mehr kompakte Lagen miteinander ab, wie überhaupt Erscheinungen der Fluidalstruktur, auf der einstigen Bewegung des Magmas beruhend, sehr verbreitet sind. Wenn man auch solche Differenzierungen z. B. in frischen Gläsern meist nur ausnahmsweise erkennt, so werden sie bei der verbreiteten Umwandlung derselben in dichten Felsit um so deutlicher (Fig. 6, S. 11).

In andern Fällen zeigen die meist tafligen Feldspateinsprenglinge annähernd parallele Orientierung und können schließlich eine Art von Schieferung des Gesteins bedingen, oder es wechseln kompaktere und weniger kompakte, feldspatreichere und -ärmere Partien in schlieriger Weise miteinander ab, wie überhaupt innerhalb gewisser Grenzen alle Eruptivgesteine etwas ungleichmäßig sind. Diese Inhomogenität wird besonders hervortretend bei den Spaltungsgesteinen, in erster Linie bei den Lamprophyren.

Einschlüsse mannigfaltiger Art finden sich in den Ergußgesteinen; man unterscheidet dreierlei Bildungen: 1) solche, die ihrer Substanz nach dem Magma selbst angehören und eine Art Tiefengesteinsfazies desselben darstellen, die sog. Ureinschlüsse, z. B. Olivinfels in Basalt, Nephelinsyenit in Phonolith; 2) Bruchstücke des Nebengesteins, welche schon in der Tiefe vom Magma umschlossen wurden und dabei die Kontaktmetamorphose an Tiefengesteinen erlitten haben, z. B. Kordieritfels in Trachyt; 3) Bruchstücke desselben Ursprungs, die aber erst beim Empordringen des Schmelzflusses losgesprengt wurden und durch dessen erhöhte Temperatur teilweise geschmolzen, gefrittet sind, z. B. gefritteter Granit oder Sandstein in allen möglichen Ergußgesteinen.

Bemerkenswert sind für den Geologen noch die Erscheinungen der Absonderung, welche mit der

Kontraktion der Gesteine beim Abkühlen zusammenhängen und oft durch große Regelmäßigkeit sich charakterisieren, wobei die Zerreißung mit solcher Gewalt vor sich ging, daß selbst Einsprenglinge der härtesten Mineralien, wie Quarz und Olivin, mitten durchgerissen sind. Hierher gehört die besonders bei basischen Eruptiven verbreitete säulige (Fig. 7) und die mehr bei sauern auftretende plattige Absonderung, wobei im allgemeinen die Hauptrichtung der regelmäßigen Klüfte senkrecht auf der Abkühlungs-



Fig. 7. Säulenbasalt. Herrenhauser Stein bei Steinschönau in Böhmen. (Phot. H. Eckert, Prag.)

fläche steht. Durch die Verwitterung tritt öfter z. B. bei Phonolithen eine ähnliche plattige Beschaffenheit hervor, die aber im frischen Gestein kaum deutlich ist und der Abkühlungsfläche parallel verläuft. Sonst führt die Verwitterung der Ergußgesteine am häufigsten zu schalig abblätternden Kugeln.

Beobachtungen an Tiefengesteinen.

Tiefen- oder Intrusivgesteine sind körnige Gesteine, öfter, zumal in den Randzonen, mit einer

Annäherung an porphyrische Beschaffenheit, wobei die manchmal sehr großen Einsprenglinge in einer dem bloßen Auge noch deutlich körnigen, aber feiner struierten Grundmasse liegen, porphyrartige Struktur. Auch die Tiefengesteine sind keineswegs in ihrer ganzen Masse völlig homogene Gesteine, wenn auch, in den bedeutenderen Massen wenigstens, die schlierige Beschaffenheit weniger hervortritt als bei den Ergußgesteinen. Dieselbe erscheint gewöhnlich deutlich erst auf geschliffenen Flächen, und dies ist einer der Hauptmißstände für die Technik der sog. Hartsteine.

Die Tiefengesteine zeigen die richtungslos körnige Struktur gewöhnlich in ausgezeichneter Weise;



Fig. 8. Schiefriger Zentralgranit. Val Antrona am Monte Rosa. (1/2 natürl. Größe.)

aber stellenweise tritt auch hier eine recht vollkommene Parallelstruktur ein. So ist z. B. für den Zentralgranit der *Alpen* eine ausgesprochene Schieferung direkt charakteristisch, Zentralgneis, die ohne irgend eine Änderung der Zusammensetzung der Gesteine, aber stets begleitet von intensiven mechanischen Einwirkungen, namentlich in den Randzonen der Massive sich findet (Fig. 8). Solche Gesteine dürften wohl während der Faltung der Alpen unter erhöhtem Druck kristallisiert sein, Piezokristallisation; die porphyrartige Fazies derselben stellen die Augengneise dar.

Aber auch ohne solche mechanische Erscheinungen treten in Tiefengesteinen Parallelstrukturen infolge magmatischer Spaltung auf; solche zeigen z. B. die gebänderten Gabbro, welche aus abwechselnden Lagen von vorherrschendem Pyroxen resp. von Plagioklas bestehen. In den Randzonen aller möglichen Tiefengesteine, in besonderem Maße an Graniten, tritt endlich oft eine scheinbar schichtige Beschaffenheit hervor, indem Schollen und Fetzen des Nebengesteins von dem schmelzflüssigen Magma mehr oder minder vollständig resorbiert werden, wobei ein schlieriger Zerfall des Schmelzflusses eintritt oder auch weniger resorbierte Schieferfetzen in parallelen Lagen in dem Granit schwimmen. Der Granit wird zum Gneis und verflicht sich durch solche Resorptionszonen oft so innig mit dem kontaktmetamorphen Nebengestein, daß eine auch nur angenäherte Feststellung der Grenze ein Ding der Unmöglichkeit ist.

Aber auch größere oder kleinere Schollen von Nebengesteinen, welche innerhalb der granitischen Massen schwimmen, umgeben sich gerne mit einem derartigen Mantel von Gneis. In diese Reihe gehören z. B. die «Hornblendegneise», welche die Eklogite des *Fichtelgebirges* umgeben. Es ist für zahlreiche Granitgebiete eine geradezu charakteristische Erscheinung, daß Schollen von größerem oder geringerem Umfange, die aus allen möglichen kontaktmetamorphen Gesteinen, am häufigsten aus Amphiboliten und Glimmerschiefern bestehen, umrandet von einer gneisartigen Resorptionszone von wechselnder Mächtigkeit innerhalb des völlig normalen Granits auftreten. Manche Geologen fassen diese Bildungen als Trümmer der archäischen Formation auf, was sie aber keineswegs sind. Es sind vielmehr Gesteine von ganz beliebigem Alter, welche ihre jetzige Beschaffenheit der umkristallisierenden Einwirkung des granitischen Magmas verdanken.

Manche Intrusivmassen zeigen ein meist nicht sehr breites Salband von aplitischer Beschaffenheit, das lokal auch in eigentlichen Pegmatit (Stockscheider im *Erzgebirge*) übergehen kann, in andern Fällen mehr feinkörnige und porphyrartige Beschaffenheit annimmt. Wieder anderswo trifft man im Gegenteil am Rande, meist infolge einer Auflösung von Sedimentgesteinen, lamprophyrische Beschaffenheit, oft mit besonders ausgezeichneter Porphyrstruktur, welch letztere sich überhaupt gerne an den Rändern einstellt. Endlich beobachtet man an grani-

tischen Stöcken, daß das Massengestein mehr oder minder gesetzmäßig vom Kern zum Rande hin basischer wird, und es vermitteln z. B. manchmal ganz allmähliche Übergänge zwischen einem Kern von Zweiglimmergranit und den Randzonen von Diorit oder gar Gabbro (Fig. 9).

Losgerissene kleinere Bruchstücke des Nebengesteins, bald in ihrem Charakter als kontaktmetamorphe und oft injizierte Bildungen noch deutlich, «Gneiseinschlüsse», bald vollständig resorbiert und

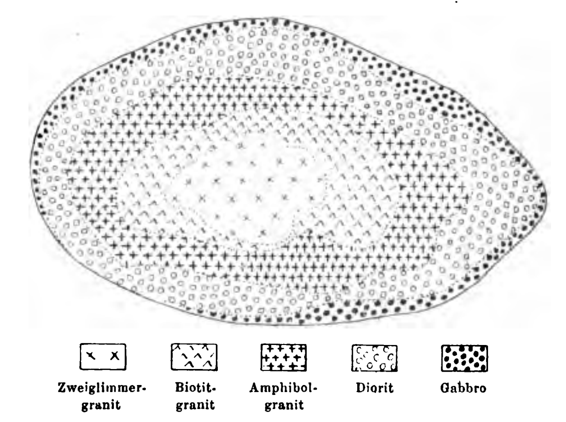


Fig. 9. Magmatische Spaltung eines Granitstockes.

nur noch rundliche, dunkle Flecken, «basische Putzen», bildend, trifft man in weitester Verbreitung auch noch in den innersten Teilen der gewaltigsten Intrusivmassen. Andere Inhomogenitäten sind konzentrisch schalige Abscheidungen, wie im Kugeldiorit, linsenförmige Zusammenhäufungen von Glimmer, wie im Pudding granit, und endlich mannigfache schlierige Erzkonzentrationen, z. B. Chromeisen im Peridotit.

Diese Bildungen führen hinüber zu solchen, welche mit einiger Sicherheit als Neubildungen anzusehen sind, so die radialstrahligen Turmalinsonnen der Granite. Unregelmäßig verschwommene

Partien von Pegmatit bezeichnet man am besten als verschweißte Gänge, die mit zweifellosen Gangbildungen in inniger Verbindung stehen. Die Unregelmäßigkeit der Form wie der ganzen Beschaffenheit ist eine der auffälligsten Erscheinungen der Pegmatite, die bald zu winzigen Äderchen sich verdrücken bald zu gewaltigen, an Kristalldrusen reichen Taschen sich auftun, welche oft so großkörnig werden, daß in einem einzigen Feldspatkristall ein ganzer Steinbruch angelegt werden kann. Andernteils stehen diese gleichen Gesteine wieder in Verbindung mit feinkörnigen Apliten, welche in großer Anzahl und in schmalen, mannigfach sich verästelnden Gängen besonders in Graniten und deren Umgebung auftreten. Einen dritten Typus der Gänge im Gefolge der Intrusivmassen stellen die Lamprophyre dar, welche gewöhnlich mehr vereinzelt auftreten, breiter sind und sich nicht verästeln (Fig. 10). Diese gangförmigen Bildungen sind als Nachschübe der Intrusion selbst zu betrachten. Außer diesen zweifellos jüngeren Gängen trifft man in der Umgebung der Tiefengesteine bald vereinzelt bald das ganze Nebengestein durchtränkend und injizierend normal zusammengesetzte oder aplitische Apophysen, welche die Abzweigungen der Hauptmasse darstellen. Es ist eine besonders zu betonende Erscheinung, daß die Apophysen keineswegs in ihrem Habitus mit dem Kerngestein übereinzustimmen brauchen; das Zurücktreten des basischen Minerals in ihnen, ihre häufig porphyrartige Ausbildung und namentlich auch die Erscheinung, daß durch Lösung von Bestandteilen des Nebengesteins fremde Mineralien, besonders Kordierit und Granat, oft in Menge auftreten, macht für den petrographisch weniger Geübten ihre Identifizierung mit dem zugehörigen Intrusivgestein häufig sehr schwierig.

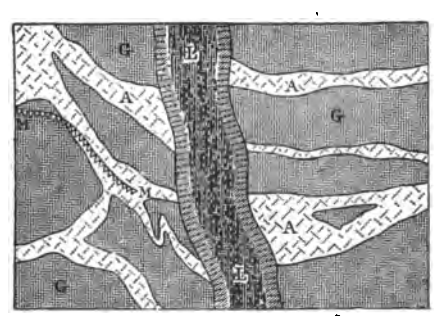


Fig. 10. System annähernd paralleler Aplitgänge (A), durchsetzt von Lamprophyr (L) mit granitischen Salbändern im Zentralgranit (G). Untersulzbachkees am Großvenediger.

Endlich sind an Tiefengesteinen die Erscheinungen der Absonderung noch von Interesse, die allerdings im frischen Gestein wohl nie so klar hervortreten als

dies bei Ergußgesteinen der Fall ist. Im allgemeinen beobachtet man nur eine schalige Absonderung in Platten parallel zur Abkühlungsfläche, zu welcher zwei weitere Spaltungsflächen senkrecht stehen, welche das Gewinnen von Quadern oder Pflastersteinen ermöglichen. Aber im frischen Gestein sind diese selten deutlich (Fig. 11), meist sind sie so versteckt, daß nur der geübte Steinmetz die Richtung der von ihm als Gare oder Lager bezeichneten Spaltungen er-



Fig. 11. Schalige Absonderung eines Granitlakkolithen. Flossenbürg bei Weiden, Oberpfalz.

kennt. Die Verwitterung der Gesteine aber läßt sie deutlich hervortreten, und die aus granitischen Massen herausgewitterten, als Matratzen oder Wollsäcke bezeichneten, übereinander getürmten Felsen beruhen auf solchen versteckten Absonderungsrichtungen.

Unabhängig von diesen in der inneren Struktur bedingten Ablösungen sind eigentliche Kluftsysteme, welche der späteren Einwirkung von Dislokationen zuzuschreiben sind und meist auf weite Areale hin einen parallelen, von den Verschiebungen der Erdkruste abhängigen Verlauf nehmen. Häufig beobachtet man auf diesen einen Besteg, der in erster Linie aus Zerreibungs-

material des Nebengesteins besteht, oder es haben sich an den Verwerfungs- oder Überschiebungsklüften von größerer Sprungweite Reibungsbrekzien gebildet oder ziemlich mächtige Massen gleichmäßig zu feinem Staub zerriebenen Gesteins, die öfter wieder zu festen, mehr oder weniger schiefrigen Gesteinen zusammengeschweißt sind, die mit dem ursprünglichen Granit auch nicht die Spur einer Ähnlichkeit mehr haben, wie z. B. die Pfahlschiefer im *Bayrischen Wald.* In andern Fällen sind auf den Klüften, die von solchem Zerreibungsmaterial eingenommen werden, später noch mineralbildende Lösungen emporgestiegen und haben dasselbe bald verkieselt bald mit Kalkspat, Epidot, Chlorit usw. erfüllt und schließlich ganz unkenntlich gemacht.

Die Beschaffenheit der Kontaktgesteine und die kristallinischen Schiefer.

Die Erscheinung wurde schon erwähnt, daß Tiefengesteine in ihren Randzonen Teile des Nebengesteins auflösen, wobei oft ein schlieriger Zerfall des Magmas entsteht, der zu einer mehr oder minder deutlich schiefrigen Fazies führt. Besonders weitgehend verändert wurden stets jene Teile des Nebengesteins, welche rings von eruptivem Material umschlossen wurden, und diese Änderung erscheint an Tiefengesteinen als einfache molekulare Umlagerung zu kristallinischen Aggregaten; an Ergußgesteinen gibt sich mehr die Hitze in einer partiellen Schmelzung, Frittung, zu erkennen.

Die eigentliche Kontaktmetamorphose ist eine molekulare Umlagerung, hervorgebracht durch die im Schmelzfluß gelösten Gase und Dämpfe, die sog. Mineralbildner. Sie tritt ein, wenn diese überhitzten Gase von dem kristallisierenden Schmelzfluß abgestoßen langsam in das Nebengestein diffundieren. Unter der Mitwirkung solcher Agentien, welche die chemische Reaktionsfähigkeit der einzelnen Gesteinsbestandteile befördern, werden Sedimentgesteine zu kristallinischen Bildungen. Ebenso werden auch frühere Eruptivgesteine oder deren Tuffe weitgehend

dann beeinflußt, wenn sie ursprünglich aus einem gasarmen Magma kristallisiert sind, wie z. B. Gabbro oder Diabas, und später in den Bereich eines an Mineralbildnern reichen Magmas, z. B. eines Granites, gekommen sind. Da diese Umwandlungen zweifellos von der Wirksamkeit der vom Magma abgegebenen Agentien herrühren, erscheinen sie in direkter Berührung mit dem Intrusivgestein am intensivsten und verlieren sich allmählich mit der Entfernung von diesem. Die bedeutendsten Eruptivmassen sind die Granite; die Beschaffenheit der Kontaktgesteine läßt sich daher am eingehendsten am Granitkontakt beobachten, wiewohl in der Art der Umwandlung kein Unterschied ist, ob ein kieselsäurereiches oder -armes Intrusivgestein den Kontakt bewirkte.

Tonschiefer erscheinen normalerweise zunächst am Kontakt als feste, dichte und oft schwarze Gesteine, Hornfelse; sie nehmen mit der Entfernung deutlichere Schieferung und lichtere Farben an, häufig unter dem Hervortreten einzelner schwarzer und wenig regelmäßig geformter Knoten auf den Schichtflächen, Knotenglimmerschiefer, bis ganz allmählich diese noch deutlich kristallinischen Gesteine mehr und mehr in die normalen Tonschiefer verlaufen. Die Zonen, innerhalb deren solche Veränderungen zu beobachten sind, werden oft recht ausgedehnt und erreichen an bedeutenden Granitmassiven 4, ja selbst 6 km, quer zum Streichen gemessen; in stark dislozierten Gebieten, wo die Gesteine bei der Umwandlung durch und durch zerrüttet waren, beobachtet man eine noch viel größere Ausdehnung.

Kalksteine lassen auf besonders weite Entfernungen eine deutlich kristallinische Struktur erkennen. Auch sie sind am höchsten umgewandelt zunächst am Kontakt, großkörnige Marmore, und oft reich an größeren Kristallen von Silikaten und andern Mineralien, welche der Reaktion der ursprünglich gleichmäßig im Gestein verbreiteten Verunreinigungen ihre Entstehung verdanken. Durch das Vorherrschen dieser gehen die aus Mergeln entstandenen Kontaktgesteine allmählich in fast karbonatfreie Silikatfelse über. Mit der Entfernung von dem vulkanischen Zentrum werden auch diese allmählich zu dichteren Bildungen.

Hervorzuheben ist ferner das fast ständige Auftreten von Neubildungen, welche bald deutlich gangförmig bald mehr lagerartig oder in Form von Linsen in diesen umgewandelten Gesteinen vor-

kommen. Diese sind in den innersten Kontaktzonen großkörnige, oft turmalinreiche Pegmatite oder feinkörnige Aplite, welche nach außen hin häufig mehr und mehr ihren Feldspat verlieren und zu Putzen und Flammen von derbem Quarz werden. Trotz der allgemeinen Gesetzmäßigkeit in der Beschaffenheit der Kontaktgesteine beobachtet man aber, daß dieselbe nur in den großen Zügen existiert und bei Detailbeobachtung viel von ihrer Exaktheit verliert. Die einzelnen Zonen sind keineswegs so einheitlich, wie hier geschildert, zeigen vielmehr mannigfachen Wechsel, der besonders dort hervortritt, wo Tonschiefersysteme von Granit quer durchbrochen werden. Da sieht man, daß selbst direkt am Kontakt recht mannigfache Ausbildungen auftreten, und daß die

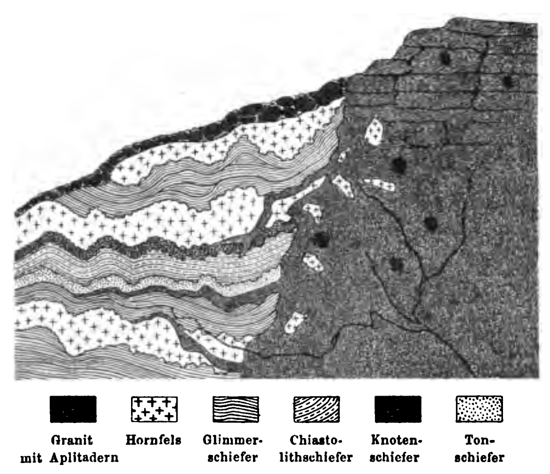


Fig. 12. Kontakt eines Granitstockes mit wechselnden Schiefern.

Hornfelse keineswegs allein vorhanden sind (Fig. 12). Von den verschiedenen Umwandlungsformen, welche die Tonschiefer hier annehmen, interessieren uns besonders die Glimmerschiefer, welche fast stets mit den Hornfelsen zusammen vorkommen, oft aber auch dieselben mehr und mehr verdrängen und in der Schieferhülle der *Zentralalpen* vollständig an deren Stelle getreten sind.

Aber auch in diesen speziellen Vorkommnissen finden wir zahlreiche und grundlegende Erscheinungen normaler Kontaktzonen wieder; auch hier haben die Gesteine um so weniger kristallinischen Habitus, je weiter man sich von dem Intrusivgestein entfernt; auch hier trifft man in den inneren Zonen häufig Gänge von aplitischer Zusammensetzung, die einer Quarzinjektion in den äußeren, weniger

kristallinischen Zonen Platz macht; auch hier zeigen sich Knotenschiefer und ähnliche Bildungen. Und wenn man vollends die mikroskopische Untersuchung zu Hilfe nimmt, so trifft man besonders in der Struktur völlige Übereinstimmung: die innere Struktur der Kontaktgesteine ist in jedem Zug identisch mit jener einer wichtigen Reihe der sog. kristallinischen Schiefer.

Endlich fehlt in beiden Gesteinsgruppen nicht die allgemeine Imprägnation mit feinen, meist winzigen Nädelchen von Turmalin, welche als Ergebnisse der mineralbildenden Dämpfe angesehen werden müssen.

Eine petrographische Unterscheidung der «kristallinischen Schiefer» im allgemeinen gegenüber den Einlagerungen normaler Kontaktgesteine und den als gleichfalls echte Kontaktprodukte charakterisierten Gesteinen der zentralalpinen Schieferhülle ist überhaupt nicht möglich. Dagegen trifft man bei aufmerksamer Beobachtung alle für Kontaktgesteine bezeichnenden geologischen Momente im Bereich der normalsten kristallinischen Schiefer wieder, und es folgt daraus, daß alle andern so zahlreichen Theorien, welche zur Erklärung dieser Bildungen aufgestellt wurden, den Kern der Sache ebensowenig treffen wie die Annahme der älteren Geologie, daß dieselben schon durch ihren äußeren Habitus als älteste Glieder der Erdkruste, als eine archäische Formationsgruppe sich darstellen.

Damit steht auch im Einklang, daß echte «kristallinische Schiefer» als normale Einlagerungen in sicher nachweisbaren jüngeren Formationen auftreten, ohne daß selbst durch den kompliziertesten tektonischen Mechanismus diese Lagerungsform anders denn als ursprüngliche erklärt werden könnte. Und endlich wäre das Vorkommen klastischer Bestandteile, z. B. von Geröllen in einigen hierher gezählten Gesteinen, und besonders die Beobachtung wohl charakterisierter Fossilreste zu erwähnen, welche, wie die Graptolithen in *norwegischen* Glimmerschiefern und die Belemniten in *Schweizer* Vorkommnissen, eigentliche Leitfossilien sicher nicht archäischer Formationen sind.

Beobachtungen an kristallinischen Schiefern.

Wer in Gebieten der kristallinischen Schiefer arbeitet, wird zunächst die im letzten Absatz geschilderten Erscheinungen in den Kontaktzonen sich vor Augen halten müssen, ebenso die später genauer dargestellte Erscheinungsform der kontaktmetamorph

umgewandelten Gesteine, welche im Anschluß an die verschiedensten Gesteinsgruppen im speziellen Teil besprochen werden.

Im allgemeinen wird in den Mittelgebirgen der Unterschied zwischen Kontaktgesteinen und kristallinischen Schiefern deutlicher hervortreten als im Hochgebirge, und zwar namentlich in der innersten Kontaktzone, deren Hornfelse einesteils der Verwitterung sehr viel Widerstand entgegensetzen, andernteils als vorzüglicher Straßenschotter einen ausgiebigen Steinbruchbetrieb hervorzurufen pflegen. Im Gegensatz dazu sind eigentliche Schiefergebiete meist arm an Aufschlüssen, da die schiefrigen Gesteine leicht verwittern und außerdem noch häufig gerade hier intensive Zersetzungsprozesse das Gestein zerstört haben, so daß es auch kaum irgendwie geartete Verwendung findet. Dies geht so weit, daß sich die Schiefereinlagerungen in den Hornfelsen im Mittelgebirge der Beobachtung oft ganz entziehen und diese daher in viel höherem Maße dem Geologen entgegentreten als ihrer tatsächlichen Bedeutung entspricht. Der Geologe, welcher in Gebieten arbeitet, deren Gesteine unter den weiten Begriff der kristallinischen Schiefer fallen, wird zunächst sein Hauptaugenmerk auf eine Reihe von Erscheinungen konzentrieren müssen, die an sich oft schwierig zu erkennen sind, in ihrer Gesamtheit aber das typische Bild ergeben, das im vorigen Abschnitt geschildert wurde.

Die erste Arbeit muß stets das Aufsuchen von Anzeichen eruptiver Tätigkeit sein: Gebiete kristallinischer Schiefer sind äußerst selten, in welchen solche nicht sofort ins Auge fallen. Wenn auch der Charakter der injizierten und resorbierten Schiefer, die zweifellos einen bedeutenden Teil der sog. Gneisformation ausmachen, nicht deutlich sein sollte, so wird fast stets in aplitischen und pegmatitischen Gängen — letztere häufig mit großen

Individuen von Turmalin — das beste Anzeichen benachbarter vulkanischer Tätigkeit gegeben sein. Diese Gesteine, deren Erscheinungsform im speziellen Teil näher dargestellt wird, sind ganz ohne Zweifel nur in jenen Zonen deutlich kristallinisch entwickelt, in welchen einst, von dem intrusiven Herd ausgehend, eine hohe Temperatur geherrscht hat. Bei ihrer geringen Kristallisationsgeschwindigkeit werden die an sich recht unbedeutenden Massen, wenn sie sich in nicht erwärmte Klüfte ergießen, zu Glas, speziell zu Pechstein. Wo es sich um weniger hoch kristallinische Entwicklung der Schiefer handelt, treten an ihre Stelle gern Injektionen von körnigem, oft noch Muskowit führendem Quarz, die in ähnlicher Weise in Rechnung gestellt werden können.

In zahlreichen Gebieten der kristallinischen Schiefer wird man die Beobachtung machen können, daß die Gneise ganz allmählich aus richtungslosen Graniten sich entwickeln, sei es in den Randzonen der Granitmassen, sei es um größere Schollen, welche das Massengestein umschließt. In zahlreichen Vorkommnissen der Mittelgebirge geben auch hier die Steinbrüche in dem sonst aufschlußarmen Gebiet wichtige Hinweise. Diese trifft man nämlich dann besonders im kompakten Granit, der als Haustein usw. ausgebeutet wird, und in meist kleinerem Maße, aber in großer Verbreitung in den innersten Kontaktzonen, die wegen ihrer hornfelsähnlichen Beschaffenheit, häufiger noch aber wegen der sehr verbandfesten aplitischen Injektionen ein vorzügliches Straßenmaterial liefern, und in denen pegmatitisch großkörnige Formen zur Gewinnung von Quarz und Feldspat reizen. Auch das Auftreten von Knotenschiefern, Garbenschiefern usw. wird man kaum je vermissen, und ebensowenig die Erscheinung, daß, je weiter die Kontaktgrenze in die Ferne rückt, die Gesteine um so dichter und «phyllit»ähnlicher werden.

Endlich wird man auch den ursprünglichen Charakter des als kristallinischer Schiefer vorliegenden Gesteins zu erkennen versuchen; dem Geübten gibt die allgemeine mineralische Zusammensetzung einen Hinweis in dieser Richtung, aber es ist gut, wenn dieser auch noch durch direkte Beobachtung gestützt werden kann. Die durch die Kontaktmetamorphose veränderte Gesteinsstruktur schimmert in zahlreichen Fällen trotz der Neulagerung der Moleküle noch durch, und solche versteckte, als Palimpseststruktur

bezeichnete Formen haben eine hohe Beweiskraft für den ursprünglichen Gesteinscharakter. Deutlich noch als solche erkennbare Gerölle beweisen die sedimentäre Bildung, und zum Teil recht wohl erhaltene Fossilreste geben noch nähere Anhaltspunkte für die geologische Bestimmung. Unter den in der Reihe der kristallinischen Schiefer so weit verbreiteten, umgewandelten basischen Eruptivgesteinen erkennt man gleichfalls noch Reste der einstigen Struktur: die Feldspateinsprenglinge der Porphyrite, die ophitische Struktur der Diabase haben öfter in überraschender Weise ihre Form erhalten und treten besonders auf abgescheuerten Flächen in guter Ausbildung hervor. So wird sich bei systematischer Arbeit in jedem Gebiet kristallinischer Schiefer eine Summe von Beobachtungen feststellen lassen, welche die genetischen Beziehungen des Gesteinskomplexes klarstellt. Jedenfalls aber darf ein kristallinisch-schiefriges Gestein wegen seiner petrographischen Beschaffenheit allein keineswegs als archäisch angesehen werden, und ebensolche Vorsicht ist am Platze, wenn man die Umbildung solcher Vorkommnisse durch die Wirkung des Gebirgsdrucks feststellen möchte.

Die Beschaffenheit der Sedimente.

Normale Sedimente sind geschichtete Gesteine (Fig. 13), entstanden aus den Verwitterungs-



Fig. 13. Geschichteter Litorinellenkalk bei Wiesbaden. (Phot. Prof. Dr Klemm.)



produkten der primären Gesteine durch Transport, Trennung und Wiederabsatz mittels der auf der Erdoberfläche wirksamen Kräfte, welche in der Bewegung des Wassers, der Luft und des Eises gegeben sind. Die in den Gesteinen zirkulierenden Gewässer lösen einzelne Teile aus denselben heraus mit Hilfe chemisch wirksamer Agentien, welche sie aus der Atmosphäre niederführen, und die in der Hauptsache vulkanischen Ursprunges sind. Es sind dies vor allem CO_2, SO_3 und HCl, so daß in der entstehenden Verwitterungslösung vor allem Karbonate, Sulfate und Chloride die Hauptbestandteile darstellen. Aus diesen werden die Bestandteile teils durch die Wirkung von Organismen, teils auf chemischem Wege ausgeschieden, während das nicht Gelöste, der Verwitterungsrückstand, in der Hauptsache nach der Korngröße geschichtet zum Absatz kommt.

Die aus dem Verwitterungsrückstand entstandenen Sedimente zeigen am ausgeprägtesten den Charakter der Trümmergesteine; aber es sind außer den Fragmenten der präexistierenden Gesteine auch in ihnen fast stets an Ort und Stelle kristallisierte Bestandteile vorhanden, welche besonders in den gröber struierten deutlich hervortreten und einen wichtigen Teil des sogenannten Bindemittels oder Zements derselben darstellen. Vorherrschend werden solche kristallinische Bestandteile besonders in den chemischen Sedimenten; aber auch zahlreiche organogene zeigen wenigstens mikroskopisch teilweise kristallinische Beschaffenheit. Gegenüber von den in den vorigen Abschnitten behandelten Gesteinen tritt in dieser Gruppe eine kristallinische Beschaffenheit äußerlich nur selten hervor, und sie charakterisieren sich zudem nicht als vollkristallinische Gesteine. Selbst das grobkristallinische Steinsalz enthält stets toniges oder sandiges Material.

Die schichtige Beschaffenheit der Sedimentgesteine ist keineswegs allenthalben gleichbleibend, ja es gibt besonders unter den organogenen Sedimenten Vorkommnisse, welche in direkt durchgreifender Lagerungsform auftreten, wie die Korallen- und Spongienriffe (Fig. 14). Die Verschiedenheit in der Entwicklung der Schichten entspricht wechselnden Bedingungen der Sedimentation, welche sich einesteils in den Unterschieden des Absatzes aus Flußwasser, fluviatile, aus dem Meere, marine, durch Gletscher, glaziale, oder Windtransport, äolische

Sedimente, ergibt, andernteils aus der verschiedenen Stoßkraft der Transportmittel, aus dem verschiedenen Maße der Wirksamkeit der Organismen, aus dem Wechsel in der Konzentration der Lösungen usw. Da somit die ursprüngliche Zusammensetzung eines Sedimentes das Ergebnis von Prozessen ist, welche zu allen Epochen stets gleichmäßig auf der Erde wirksam waren, ergibt sich aus derselben kein Anhaltspunkt für das geologische Alter. Wenn auch in einem und demselben Gebiet die «Fazies» einer Formation recht gleichbleibend sein kann, so hat die Untersuchung in weiteren Teilen der Erde doch stets ergeben, daß die Fazies von Ort zu Ort wechselt, entsprechend den lokal wechselnden Bedingungen der Sedimentbildung. Ein typisches Beispiel dieser Art liefert der Unterschied der alpinen und der germanischen Fazies der Trias.

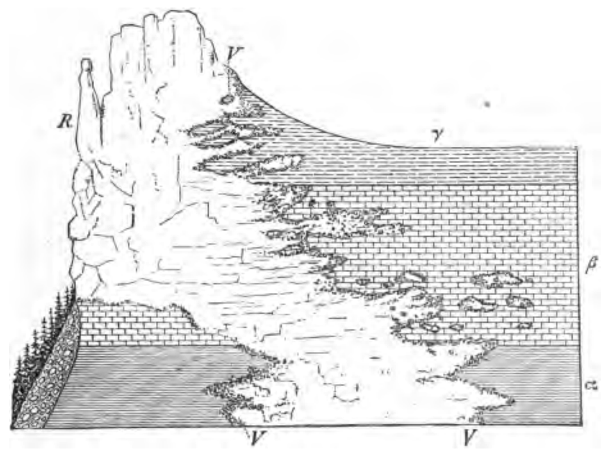


Fig. 14. Spongienriff (R) mit Vorriffzone (V) in Übergußschichtung mit Malm (α, β und γ). (Nach E. Fraas.)

Seit dem eigentlichen Akt der Sedimentation haben die Sedimente mannigfache Änderungen durchgemacht, welche in zwei Arten zerfallen. Die erste umfaßt die Prozesse, welche der Ablagerung direkt nachfolgten, z. B. die Umbildungen, die das Meerwasser in dem von ihm noch durchtränkten Schlamm hervorbrachte, oder welche die salzigen Wüstenwasser in den von ihnen benetzten Sand- und Staubmassen bewirkten. Sie werden als Diagenese zusammengefaßt, deren

verschiedene Formen während aller Perioden stets gleichmäßig auf Erden wirksam waren, also wiederum keinen Altersunterschied der Sedimente festzustellen gestatten. Die zweite Art der Änderungen erlitten die Gesteine, nachdem sie bereits den sedimentierenden Faktoren entzogen, zu geologischen Körpern geworden waren. Es ist hauptsächlich die Gebirgsfaltung, die hier in Frage kommt, und welche in erster Linie die Verbandsfestigkeit der ihnen ausgesetzten Gesteine erhöhte. Auch diese Agentien haben an den Sedimenten aller geologischen Perioden ihre Wirksamkeit ausgeübt, es gibt daher in der petrographischen Ausbildung eines Sedimentes kein Kennzeichen für dessen geologisches Alter.

Dieser Satz hat allerdings nur insofern Gültigkeit, als er sich auf die Vergleichung der Sedimente verschiedener Gebiete bezieht. In einem eng umgrenzten Gebiet aber, welches in Bezug auf die Entstehungsbedingungen sowohl als auf die mechanische Umformung einheitliche Grundzüge aufweist, ist in der petrographischen Beschaffenheit eines bestimmten Horizontes oft auch ein guter Anhaltspunkt für dessen geologische Zuteilung gegeben. Wenn so z. B. ein roter Sandstein in *Mittel-* und *Westdeutschland* als typisches Glied des Buntsandsteines erscheint, so gibt es doch ausgedehnte Ablagerungen von rotem Sandstein anderwärts, welche ein ganz anderes geologisches Alter haben, oder man trifft in andern Gebieten das betreffende Glied der Trias als Kalke oder Tone entwickelt.

Beobachtungen an Sedimentgesteinen.

Zahlreiche Beobachtungen von Sedimentgesteinen sind für den Geologen von besonderer Wichtigkeit, weil sie auf die klimatischen und sonstigen Verhältnisse der Erdoberfläche in früheren Epochen Licht werfen. Es mag hier von den paläontologischen sowohl als den tektonischen Erscheinungen abgesehen werden, es sollen nur die rein petrographischen Tatsachen kurz berührt werden. Beginnend mit der

konglomeratischen Litoralfazies, den typischen Bodenkonglomeraten der geologischen Transgressionen vermindert sich die Korngröße der Sedimente rasch gegen das offene Meer zu, und die Bildungen der Tiefsee sind ausschließlich feinster, oft völlig entkalkter Schlamm, meist fossilarm und ungemein gleichmäßig. Verhältnismäßig rasch lagert sich in der Strandzone das gröbere Material an, langsamer und langsamer wird das Wachstum der Schichten in der hohen See und die Ablagerungen der eigentlichen Tiefsee bilden sich in außerordentlicher Langsamkeit. Es wird also in den Schichtgesteinen öfter eine unbedeutende Tonschieferlage als völlig äquivalente Fazies eines bedeutenden Konglomerates erscheinen.

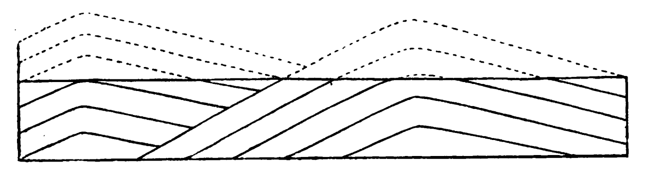


Fig. 15. Entstehung der Kreuzschichtung durch Dünenbildung und Denudation. (Nach J. Walther.)

Sandige Ablagerungen von ungemein gleichmäßiger Korngröße, meist recht arm an Bindemittel und auf ausgedehnte Entfernungen fossilfrei, sind als typische Wüstenbildungen anzusehen. Hier ist meist eine dickbankige Absonderung an Stelle der Schichtung getreten, und besonders hervortretend die durch die Form der Sanddünen entstandene Kreuzschichtung (Fig. 15), die indes in analoger Ausbildung auch in den Flußablagerungen weit verbreitet ist. Auch die wulstartigen Unebenheiten der Oberfläche, die sog. ripple-marks, trifft man in solchen Ablagerungen, auf die sie aber ebensowenig beschränkt sind, da sie in typischer Ausbildung auch die Litoralzone charakterisieren. Am meisten

noch sprechen für Steppen und Wüstenbildungen die sog. hoppers, d. h. würfelförmige Vertiefungen der Unterfläche und Erhöhungen der Oberfläche der Schichten, welche aus dem Wüstenboden hervorgewachsene Steinsalzkristalle zum Ursprung haben, die aufgelöst und mit Sand ausgegossen wurden.

Eine recht charakteristische äolische Ablagerung stellt der Löß dar, kalkig-tonig-sandige Steppenbildungen, ungeschichtet, mit vertikaler Klüftung, der trotz seines locker sandigen Gefüges oft in großartigen vertikalen Mauern stehen bleibt. In den Salzsteppen wird er stark salzig; überhaupt entwickeln sich im Zusammenhang mit diesen äolischen Bildungen nicht selten Salzlagerstätten von meist untergeordneter Bedeutung. Die lockern Ablagerungen von Löß sind der Schauplatz zahlreicher diagenetischer Vorgänge gewesen, die in erster Linie zu seiner Entkalkung und zur Bildung von Konkretionen, namentlich den sog. Lößkindchen (Fig. 16) führen. Durch spätere geologische Prozesse aber wird gewöhnlich der äußere Habitus dieser an sich typischen Gesteine weit verändert, so daß die Äquivalente desselben aus früheren geologischen Perioden nur recht sporadisch bekannt sind.

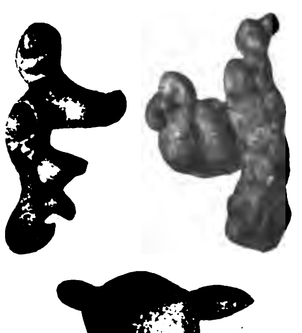


Fig. 16. Lößkindchen. Uttenhofen, Rheinpfalz.

Wiederum sehr bezeichnend ist die Erscheinungsform der glazialen Ablagerungen, vor allem der großen Inlandeismassen, welche durch die möglichst ungleichmäßige Mischung gewaltiger Blöcke und grober Geschiebe mit feinem Sand und Schlamm sich auszeichnen, und in welchen die eigenartigen Schrammen der Gerölle besonders bemerkenswert

sind. Doch müssen letztere mit einiger Vorsicht betrachtet werden, denn es gibt Fälle, in welchen eine ähnliche Schrammung an abgerollten Bruchstücken der Dislokationszonen vorhanden ist.

In welch hohem Maße die Erkenntnis der Verteilung der Eismassen in früheren geologischen Perioden von Wichtigkeit für die ganze Geologie ist, das erhellt schon aus der einfachen Tatsache, daß in *Südafrika* und von da bis *Indien* sich erstreckend zweifellose Ablagerungen gewaltiger Inlandeismassen sich finden, die gleichaltrig sind mit dem tropischen Karbon *Mittel-* und *Nordeuropas*, dessen nördlichste Ausläufer noch in *Spitzbergen* vorhanden sind.

Noch einen weiteren Anhaltspunkt für die Verteilung der klimatischen Zonen in früheren Perioden erhält man bei Beobachtung der Farbe der Sedimente. Die Verwitterungsprodukte der gemäßigten und der kalten Zone sind licht, weiß bis gelblich, jene der heißen lebhaft gefärbt, braungelb bis rot. Rote Sandsteine, Letten, Tone usw. sind zweifellose Bildungen der Tropen, ebenso wie Ablagerungen von vorherrschend lichtgelblicher bis weißer Farbe außerhalb des Tropenbezirkes entstanden sind.

Auch über die geologische Weiterentwicklung der Sedimente erhält man öfter durch petrographische Beobachtungen wichtige Anhaltspunkte. Schon die größere oder geringere Verbandsfestigkeit einer Ablagerung läßt in gewissem Maße wenigstens schließen auf die Gewalt der Zusammenpressung, welche die Gesteine erlitten haben. Besonders aber liegen solche Anzeichen vor in der sog. transversalen Schieferung, die in stark gepreßten Tonschiefern quer zur Richtung des Druckes sich einstellt (Fig. 17, S. 32). Andere Gesteine, so namentlich Kieselschiefer, sind öfter zu schiefwinklig abgesondertem Grus zerdrückt, und der Dolomit erscheint in stark dislozierten Gebieten als eine sog. endogene Brekzie, d. h. er ist in seinem Innern völlig zertrümmert, während mit ihm wechsellagernder Kalk nur wenig Änderung zeigt.

Inhomogenitäten mancherlei Art findet man in den Sedimenten: einzelne Gerölle in sonst geröll-

freien Ablagerungen, Tongallen im Sandstein usw. sind ursprüngliche Bildungen, die zahlreichen Konkretionen: Feuerstein und Hornstein im Kalk, Schwefelkies im Tonschiefer, Gips im Mergel usw., sind während der Diagenese entstanden, und die zahllosen Adern endlich, welche namentlich Karbonat- und Kieselgesteine durchsetzen,



Fig. 17. Transversale Schieferung durchschneidet die etwas gebogenen Schichten von Tonschiefer bei Goslar. (Phot. Dr Baumgärtel.)

sind Ergebnisse einer späteren geologischen Entwicklung.

Die leichte Löslichkeit gewisser Sedimentgesteine bedingt ihre Wegführung durch die zirkulierenden Gewässer; so werden besonders Gips und Steinsalz in bedeutendem Maße ausgelaugt und führen zu Einbrüchen, den sog. Erdfällen, und zur Bildung der vom Bergmann so sehr gefürchteten, unterirdischen Wasserkissen. Auch die Kalksteine sind in bedeutendem Maße löslich, ihre mannigfach

zerfressene Oberflächenform, besonders in den Karrenfeldern (Fig. 18) und in den oft tiefen, vertikalen Löchern der geologischen Orgeln, läßt dies deutlich hervortreten. Ob aber auch die gewaltigen, von Tropfstein ausgekleideten Höhlen in Kalkgebirgen



Fig. 18. Karrenfeld. Prinz Luitpold-Haus, Hochvogel.
(Phot. Dr Broili.)

durch Auslaugung entstanden, ist zum mindesten zweifelhaft, schon darum, weil sie ausschließlich in Stöcken von Korallenkalken sich finden und diese schon in ursprünglichem Zustand gewaltige Lücken aufzuweisen pflegen.

Die Methoden der Gesteinsuntersuchung.

Für die hier in Betracht kommenden Zwecke müssen zunächst die wichtigsten und in zahlreichen Fällen allein sicher zum Ziel führenden Methoden der Gesteinsuntersuchung außer Betracht bleiben, vor allem die Anwendung des Polarisationsmikroskops. Hier handelt es sich um eine rasche Orientierung

über den Charakter eines Gesteins, um eine Untersuchung seiner äußeren Eigenschaften, soweit sie ohne zeitraubende Präparation und mit einfachen Mitteln erkennbar sind. Es mag daher kurz auf die Ausrüstung eingegangen werden, welche dem mit Gesteinskunde sich beschäftigenden Geologen zu empfehlen ist.

Das gewöhnliche Werkzeug des Geologen muß für diese Zwecke etwas modifiziert werden. Außer dem geologischen Kompaß und dem Fläschchen mit roher Salzsäure ist in erster Linie das Augenmerk auf Beschaffenheit und Form der Hämmer zu richten. Empfehlenswert sind unter allen Umständen zwei Hämmer aus bestem, mit größtmöglicher Sorgfalt gehärtetem Stahl, ein ziemlich großer, mit dem man auch größere Stücke zäher Gesteine bewältigen kann, und ein kleiner, der als Formatisierhammer dient; sie werden am besten mit einem oder zwei kräftigen Stahlmeißeln zusammen in einem Gehänge an einem Ledergurt getragen (Fig. 19). Die Form der Hämmer ist ziemlich gleichgültig, doch haben sich, einen elastischen Stiel vorausgesetzt, gerade Hämmer von mittleren Verhältnissen, an der Rückseite mit stumpfer, horizontaler Schneide, als besonders vielseitig brauchbar erwiesen. Daß unter Umständen der Schlegel und die Keilhaue des Bergmanns vorzügliche Dienste leisten, braucht wohl nicht besonders betont zu werden, sie kommen aber wegen ihres hohen Gewichtes nur ganz ausnahmsweise in Betracht.



Fig. 19. Hämmer für petrographische Zwecke.

Abgesehen von der Beschaffenheit des Stahles und des Stiels ist auch die Verbindung beider zu berücksichtigen. Am wenigsten empfehlenswert ist die Methode, den Stiel durch den Hammer hindurchzuziehen, wenn auch dadurch die sicherste Gewähr gegen das Ausspringen des Hammers gegeben ist. Die geringe Dicke des durchgezogenen Stiels bringt namentlich bei längerem Arbeiten mit solchen Hämmern starke Ermüdung der Hände mit sich. Ebenso wenig ist es empfehlenswert, die Verbindung mit Eisenschienen zu bewirken, indem dabei fast stets der Schwung des Hammers und auch die Festigkeit des Stiels stark leiden. Ein guter Hammer soll vielmehr eine nach außen zu sich erweiternde Stielöffnung haben, in welche ein möglichst scharf getrockneter Stiel von elastischem Hartholz von unten gut passend eingeführt und mittels Keils befestigt wird. Der

letztere kann von Holz sein, muß aber dann gut eingeleimt werden, oder man verwendet eiserne, mit Widerhaken besetzte Keile, die man am besten vor dem Eintreiben in Salzsäure taucht. Dann verrostet in kurzer Zeit der Keil so fest mit dem Holz, daß beide kaum mehr zu trennen sind.

Auf ein weiteres Ausrüstungsstück, eine gute Lupe, ist ferner noch besonderes Gewicht zu legen; eine solche ist für die Untersuchung von Gesteinen ganz unentbehrlich und ihre tadellose Beschaffenheit von hoher Bedeutung. Die gewöhnlichen billigen Lupen leisten für einfache Beobachtungen zwar manchmal recht Gutes, ermüden aber durch die Wölbung des Bildes und die geringe Achromatie das Auge rasch und schwächen bei intensiverer Benutzung die Sehkraft. Die hauptsächlichsten Konstruktionen, welche zur Erzielung besserer Bilder gemacht worden sind, geben die Figuren 20—23 im Querschnitt; doch können auch diese nur als Notbehelf angesehen werden gegenüber dem vollkommenen Steinheilschen Triplet, welches ein völlig ebenes und sehr großes Gesichtsfeld besitzt (Fig. 24).

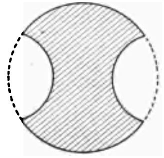


Fig. 20. Brewstersche Lupe.

Fig. 21. Lupe nach Coddington.

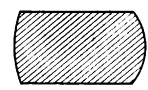


Fig. 22. Zylinderlupe nach Stanhope.

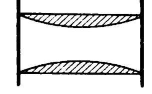


Fig. 23. Fraunhofersche Lupe.

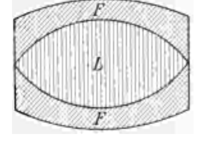


Fig. 24. Steinheilsches Triplet.

Die Methoden der Gesteinsbestimmung ohne Zuhilfenahme weiterer Instrumente setzen eine ziemliche praktische Übung voraus. Wenn man auch bei der geringen Zahl der Mineralien, welche als verbreitete Gesteinsgemengteile mit der Lupe noch deutlich erkennbar sind, eine allzu eingehende Schulung im Bestimmen der Mineralien im allgemeinen missen kann, so muß doch die vollständige Kenntnis der im folgenden aufgeführten, wichtigen Gesteinsgemengteile vorausgesetzt werden. Im übrigen ist in zahlreichen Fällen nicht sowohl die mineralogische Definition eines Gesteins von besonderer

Bedeutung als vielmehr jene seines petrographischen Habitus.

Hier kommt zunächst in Betracht die Unterscheidung von Eruptiv- und Sedimentgesteinen: erstere mit kristallinischer Struktur, letztere von vorherrschend klastischer Beschaffenheit, eine Unterscheidung, welche bei einiger Übung nur ganz ausnahmsweise, vor allem bei stark umgewandelten Gesteinen, Schwierigkeiten machen kann. Sehr viel schwieriger ist die Bestimmung der Kontaktgesteine mit ihrer oft so dichten Struktur, die keinen der Bestandteile deutlich hervortreten läßt; sie können dadurch den dichten Eruptivgesteinen, welche der Geologe früher als Aphanite bezeichnete, und ebenso dichten Sedimentgesteinen äußerst ähnlich werden, so daß schließlich nur eine sehr eingehende Praxis in dieser Richtung Aufschluß gibt.

Bei der Betrachtung von Eruptivgesteinen kommt zunächst der Unterschied zwischen körniger und porphyrischer Struktur in Betracht, sodann aber die Gesamtheit des Habitus der Gesteine, wie sie aus der nebenstehenden Tabelle folgt. Die hauptsächlichsten Bestandteile der an Kieselsäure und Alkalien reichen Gesteine sind Quarz und Feldspat, eventuell Nephelin und Leuzit, Mineralien, die im allgemeinen farblos sind und niederes spezifisches Gewicht haben; Erze spielen hier keine Rolle: die Gesteine sind daher hell gefärbt und leicht. Bei den basischen Eruptivgesteinen herrscht der makroskopisch schwarze Augit vor. Erze sind in viel größerem Maße vorhanden, und das Gestein erscheint dunkel und hat hohes Gewicht.

Allerdings erfordert die Bestimmung des spezifischen Gewichtes durch einfaches Abwiegen mit der Hand wiederum verhältnismäßig bedeutende Übung, die man sich aber nicht allzu schwierig aneignen kann. Bemerkenswert ist ferner, daß von den basischen,

Tabelle der eruptiven Feldspatgesteine.

	Orthoklasgesteine		Plagioklasgesteine						Natrongesteine		
Vorherrschender Gemengteil	Kalifeldspat		Natronkalkfeldspat		Kalknatronfeldspat		basisches Mineral, meist Augit		Natronfeldspat		
zweiter Hauptgemengteil	mit abnehmendem Kieselsäuregehalt ⟶ zunehmender Gehalt an farbigem Mineral: Glimmer, Hornblende oder Pyroxen						kalkreicher Plagioklas		geringer Gehalt an farbigem Mineral		
letzterer ist am häufigsten	Biotit (Muskowit)	Hornblende	Biotit, Hornblende	Hornblende	Pyroxen		Labrador		Natronpyroxen		Natronamphibol
unterscheidender Gemengteil	mit Quarz	ohne Quarz	mit Quarz	ohne Quarz	ohne Olivin	mit Olivin	ohne Olivin	mit Olivin	mit Nephelin	ohne Nephelin ohne Quarz	ohne Nephelin mit Quarz
Habitus	leicht und hell ⟵ ⟶ schwer und dunkel								hell und leicht		
körnig	Granit	Syenit	Quarzdiorit	Diorit	Gabbro	Olivingabbro	Trapp: Diabas	Trapp: Olivindiabas	Nephelinsyenit	Natronsyenit	Natrongranit
porphyrisch	Liparit, Quarzporphyr	Trachyt, Orthoklasporphyr	Dazit, Quarzporphyrit	Andesit, Porphyrit			Melaphyr, Diabasporphyrit		Phonolith, Nephelinporphyr	Natrontrachyt / Keratophyr	Natronliparit / Keratophyr

Rein glasige Ausbildung, Pechstein und Obsidian, entspricht am häufigsten dem Liparit resp. Dazit und ist selten bei den basischen Gesteinen. Glas als Gesteinsbestandteil trifft man bei allen porphyrischen Gesteinen, soweit sie frisch sind, sowie in manchen Formen von Trapp.

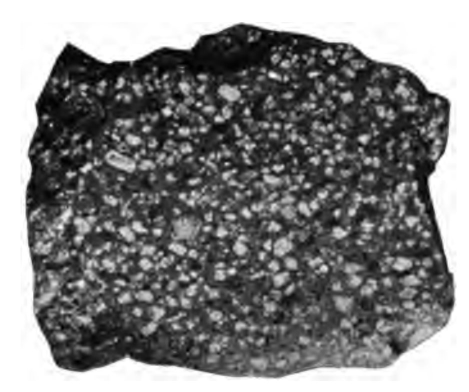


Fig. 25. Quarzporphyrit mit isometrischen Plagioklaseinsprenglingen. St-Raphaël, Esterel, Frankreich.

feldspatführenden Gesteinen, dem Trapp usw., angefangen mit dem Austritt des Feldspats der Olivin sich rasch anreichert und die Gesteine dann unter starker Steigerung des spezifischen Gewichts wieder heller, meist grün bis gelbgrün werden.

Die Unterscheidung von Orthoklas und Plagioklas ist, wenn beide beisammen sind, manchmal leicht: ersterer ist dann öfter bräunlich oder namentlich rot, letzterer farblos, lichtgelblich oder grünlich. Wenn beide ungefärbt sind, erkennt man sie nicht nebeneinander, denn das mikroskopische Merkmal, die Zwillingslamellierung, ist makroskopisch selten deutlich. Daher muß man auch bei Unterscheidung von Orthoklas- und Plagioklasgesteinen mehr den äußeren Habitus selbst berücksichtigen. Erstere sind stets lichte, meist quarzführende Gesteine, letztere gewöhnlich intermediäre oder dunkle Bildungen; ein helles Gestein ist daher eher ein Orthoklasgestein, ein dunkleres, zumal wenn es spezifisch schwer ist, eher ein Plagioklasgestein.

Bei den porphyrischen Gesteinen ist ferner besonderes Gewicht auf die Art der Einsprenglinge zu legen, vor allem auf das Vorhandensein oder Fehlen der muschlig brechenden Individuen von Quarz und auf das Verhältnis der Einsprenglinge von lichtem Feldspat zu jenen des dunkeln Minerals, das der Glimmer-, Hornblende- oder Pyro-



Fig. 26. Labradorporphyrit mit tafligem Plagioklas. Elbingerode, Harz.

xengruppe angehören kann, dessen genauere Bestimmung aber bei der Definition des Gesteinscharakters weniger in Frage kommt.

Mit der Zunahme der Basizität eines Gesteins nehmen im allgemeinen auch die Einsprenglinge der dunkeln Bestandteile zu, und in den porphyrischen Trappgesteinen, den Melaphyren, trifft man Feldspat unter den Einsprenglingen nur noch ausnahmsweise. Erwähnt mag noch werden, daß die kalkärmeren, in den kieselsäurereichen Gesteinen vorherrschenden Plagioklase häufiger gedrungene Individuen mit mehr isometrischem Querschnitt bilden (Fig. 25), die kalkreichen, vor allem der Labrador, dagegen in tafligen Kristallen aufzutreten pflegen, welche langleistenförmige Querschnitte geben (Fig. 26).

Ein wichtiges Kennzeichen der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien ist ihre Spaltbarkeit, welche im Bruch der Individuen hervortritt. Man kann nach ihrer makroskopischen Erscheinungsform folgende Abstufungen machen: 1. höchst vollkommen: z. B. Glimmer, Talk, Chlorit, Graphit; lösen sich leicht in dünne Schuppen; 2. sehr vollkommen: Feldspat, Flußspat, Karbonate, Anhydrit; die Spaltfläche irisiert bei genauer Beobachtung deutlich; 3. vollkommen: Hornblende, Epidot, Wollastonit, Rutil; die Spaltflächen sind eben und glänzend; 4. deutlich: Augit, Andalusit, Titaneisen; die Spaltflächen sind weniger glatt und absetzend; 5. undeutlich: Granat, Titanit, Olivin; die Spaltbarkeit ist überhaupt nur in besonders günstigen Fällen zu erkennen, sonst vorherrschend muschliger Bruch wie bei 6. keine Spaltbarkeit: Quarz, Leuzit, Nephelin, Kordierit, Turmalin, Magneteisen, Schwefelkies.

Die Eigenschaften des Magnetismus, des Geruchs und Geschmacks kommen nur ganz ausnahmsweise zur Beobachtung: an Magneteisen oder Magnetkies reiche Gesteine wirken auf die Nadel des Kompasses; tonhaltige Gesteine — verwitterte Eruptivgesteine ebenso wie tonige Sedimente — haben beim Anhauchen einen bitterlichen Geruch; an organischen Stoffen reiche Kalke riechen öfter beim Anschlagen nach Skatol usw. Am Geschmack endlich ist unter den normalen Gesteinen nur das Steinsalz kenntlich.

Wichtiger wiederum ist die Härte: für die hier in Betracht kommenden Versuche genügt ein gutes Taschenmesser bei einiger Übung vollkommen. Unter den gesteinsbildenden Mineralien sind nur Talk und Gips mit dem Fingernagel zu ritzen; nach dem Grade des Eindringens des Messers unterscheidet man z. B. ziemlich leicht die oft recht ähnlich aussehenden Mineralien: Kalkspat, Anhydrit ($H = 3$), Dolomit ($H = 4$), Magnesit und Wollastonit ($H = 5$), Feldspat ($H = 6$) und Topas ($H = 8$).

Von chemischen Reaktionen kommt ausschließlich die Behandlung mit verdünnter Salzsäure in Betracht, die man stets in Fläschchen mit sich führen sollte, und diese dient zum Nachweis eines einzigen Minerals, des Kalkspats, der mit Salzsäure lebhaft aufbraust. Besonders wichtig ist diese Eigenschaft bei der Unterscheidung von Kalkstein gegenüber von Gips, Anhydrit und Dolomit, welch letztere öfter allerdings auch Beimengungen von Kalkspat enthalten, aber meist nur in feiner Verteilung, so daß ganz zu Anfang einzelne Bläschen auftreten, während echter Kalkstein fortbraust, bis die Flüssigkeit zu einem Sirup geworden ist. Man darf indessen selbst ein sehr lebhaftes Aufbrausen noch keineswegs für den Beweis eines Sedimentgesteins ansehen, da stark zersetzte basische Eruptivgesteine, z. B. die Kalkdiabase, oft ganz mit Kalkspat imprägniert sind.

Die gesteinsbildenden Mineralien.

Dem ganzen Zweck des Buches entsprechend sind hier nur jene Mineralien zusammengestellt, welche nicht bloß ausnahmsweise als eigentliche Gesteinsgemengteile makroskopisch sichtbar sind. Es fallen so auch von den mehr verbreiteten gesteinsbildenden Mineralien einige aus, da man sie in den Gesteinen kaum je mit bloßem Auge sieht, z. B. Apatit und Zirkon. Die kurze Reihe, welche dann noch in Betracht kommt, ist in der Weise dargestellt, daß abgesehen von der chemischen Zusammensetzung ausschließlich die für eine makroskopische Bestimmung in Frage kommenden Erscheinungen kurz skizziert wurden.

Die Reihenfolge der Aufzählung ist eine etwas ungewöhnliche: es wurde derselben die zunehmende Intensität der Färbung zu Grunde gelegt, so

daß am Anfang die makroskopisch häufiger farblosen, am Schluß die metallisch glänzenden Mineralien zu stehen kommen. Praktisch hat sich dieses System bei der Gesteinsbestimmung sehr bewährt, wenn auch manche Mißstände nicht zu verhüllen sind. So findet sich die Erscheinung weit verbreitet, daß an sich farblose Mineralien öfter recht kräftig gefärbt sind, z. B. der Orthoklas und die Mineralien der Sodalithgruppe, oder daß einzelne Glieder von Reihen, deren Färbung durchschnittlich mittlere Tiefe hat, rein schwarz und pechglänzend werden, wie Orthit oder Melanit, oder daß endlich einzelne der in der Hauptsache dunkeln Glimmer, Augite und Hornblenden, licht gefärbt oder farblos erscheinen. Indes hilft schon geringe Übung über diese Schwierigkeit hinweg.

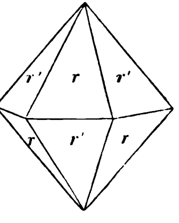


Fig. 27. Quarzkristall.

1. Quarz, SiO_2, rhomboedrisch. $H = 7$; spez. Gew. = 2,65. Kristalle stark gerundet und korrodiert, nur in Quarzporphyr, Kombination der beiden Rhomboeder r und r' (Fig. 27), auch mit ganz schmalem Prisma, sonst unregelmäßige Partien oder abgerollte Körner. Ohne Spaltbarkeit, daher rein muschliger Bruch, häufig etwas fettglänzend. Farblos bis milchweiß, besonders häufig licht rauchgrau, selten bläulich oder rot; in mechanisch beeinflußten Gesteinen weiß und feinsandig. Stenglige, «schriftgranitische» Verwachsungen mit Orthoklas. Stets frisch.

2. Feldspatgruppe. $H = 6$. Vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis und weniger vollkommene genau oder annähernd senkrecht auf dieser nach der Längsfläche. Erstere Spaltung zeigt in den frischeren Vorkommnissen stets irisierende Beschaffenheit. Kristalle bald nach der Vertikalachse verlängert (Fig. 28 u. 29, S. 42) bald nach der Längsachse (Fig. 30, S. 42);

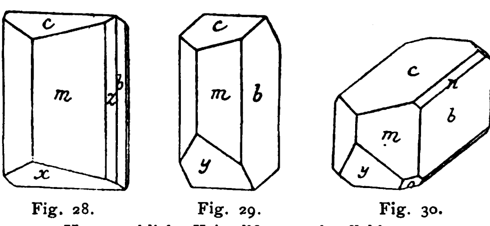


Fig. 28. Fig. 29. Fig. 30.
Hauptsächliche Kristallformen der Feldspate.

erstere öfter auch taflig. Zwillinge äußerst verbreitet nach der Querfläche (Karlsbader Zwillinge).

a) Orthoklas, $KAlSi_3O_8$, monoklin (der ebenso zusammengesetzte trikline Mikroklin ist makroskopisch nicht zu unterscheiden); spez. Gew. = 2,56. Deutliche, oft sehr große Kristalle, in Granitporphyr und Quarzporphyr, besonders Karlsbader Zwillinge (Fig. 31), häufiger in Körnern und körnigen Aggregaten. Selten frisch und wasserklar (Adular im Zentralgranit) oder mit weniger deutlicher Spaltbarkeit und glasartig (Sanidin in Liparit und Trachyt), meist trübe (Orthoklas im engeren Sinn), weiß bis gelblich, auch lebhaft rot oder braun, endlich in matte, weiche Aggregate umgewandelt. Lokal zu lockerem, schneeweißem Kaolin zersetzt.

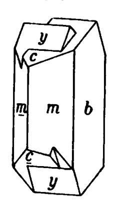


Fig. 31. Karlsbader Zwilling.

b) Anorthoklas (Natronorthoklas), $(Na,K)AlSi_3O_8$, triklin; spez. Gew. = 2,56. Kristallhabitus am häufigsten wie Fig. 28, zum Teil noch stumpfere Prismen, Querschnitt daher oft spitz rhombisch (Rhombenporphyr). Manchmal mit lebhaftem Farbenschiller. Vorkommen nur in Natrongesteinen.

c) Plagioklase: $NaAlSi_3O_8 = Ab$, Albit; spez. Gew. = 2,61. Oligoklas Ab_4An_1, Andesin Ab_4An_3, Labrador Ab_1An_1, Bytownit Ab_1An_4, Anorthit $An = CaAl_2Si_2O_8$; spez. Gew. = 2,75. Weit verbreitet, aber makroskopisch nur selten deutlich, die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz (Fig. 32),

kenntlich an geradliniger Knickung der Hauptspaltfläche. Frisch selten; infolge massenhafter Einschlüsse gelblichgrün, auch rötlich aussehend im Zentralgranit. Meist matt und trübe, in sehr lichten Farben, im Gabbro oft durch Einschlüsse braun, endlich zu derben, teils weichen, auch erdigen Aggregaten zersetzt, teils zu dem splittrig brechenden, zähen, weißen bis gelbgrünen Saussurit geworden, beides mit verschwindender Spaltbarkeit. Ganz lokal auch Kaolinbildung.

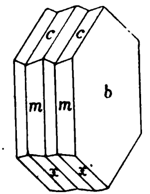


Fig. 32. Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz.

3. Leuzit, $KAlSi_2O_6$, regulär. $H = 5^1/_2$; spez. Gew. = 2,5. Ikositetraeder (Fig. 33) weiß, oft ziemlich groß, ohne Spaltbarkeit, daher muschliger Bruch, zonare Anordnung von dunkeln Einschlüssen. Charakteristisch die meist trüben, gerundet achtseitigen Durchschnitte, die auch bei völliger Zersetzung noch deutlich sind. Beschränkt auf die kleine Gruppe der Leuzitgesteine, und, abgesehen von den Leuzitbasalten, stets makroskopisch sichtbar.

Fig. 33. Ikositetraeder.

4. Nephelin, $NaAlSiO_4$, hexagonal. $H = 6$; spez. Gew. = 2,6. In gedrungen prismatischen Kristallen (Fig. 34), häufiger in derben, oft recht grobkörnigen Partien ohne Spaltbarkeit, daher rein muschliger Bruch und, besonders wenn etwas getrübt und grünlich bis rötlichbraun geworden, lebhafter Fettglanz (Eläolith); frisch, vollständig farblos, dem Quarz sehr ähnlich, von dem ihn die geringere Härte und der Habitus der Nephelingesteine unterscheidet, auf welche das Mineral beschränkt ist. Wo nur mikroskopisch vorhanden, gibt er sich durch den fettartigen Glanz des ganzen Gesteins zu erkennen, z. B. im Phonolith. Auch zu matten, weichen, grünlichen Aggregaten zersetzt als Liebenerit.

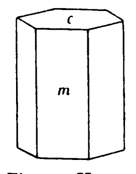
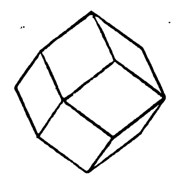


Fig. 34. Hexagonales Prisma von Nephelin.

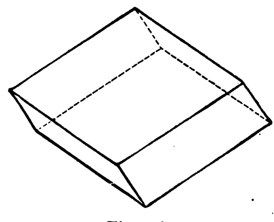
5. Sodalithgruppe: $3NaAlSiO_4 + NaCl$ Sodalith, $3NaAlSiO_4 + Na_2SO_4$ Nosean, $3NaAlSiO_4 + (Ca, Na_2)SO_4$ Hauyn, regulär. $H = 5^1/_2$; spez. Gew. 2,3—2,5. Dodekaedrische Kristalle (Fig. 35, S 44), oft stark gerundet und korrodiert; isometrische, vorherrschend sechsseitige Querschnitte oder derbe Aggregate mit höchstens ganz undeutlicher Spaltbarkeit. Wo farblos, kaum zu erkennen; wenn getrübt, weißlich bis gelblich,


Fig. 35. Dodekaeder.

nur in Kristallen bestimmbar, häufig aber auch in derben Partien charakterisiert durch licht- bis himmelblaue Färbung. Nur in Natrongesteinen.

6. Karbonate. Nur die rhomboedrischen Karbonate sind gesteinsbildend, insgesamt charakterisiert durch die vollkommene Spaltbarkeit nach dem primären Rhomboeder (Fig. 36).

a) Kalkspat, $CaCO_3$. $H = 3$; spez. Gew. $= 2{,}72$. Mit verdünnter Salzsäure lebhaft aufbrausend. Kristalle nur auf Klüften. Ungemein verbreiteter Bestandteil der Sedimentgesteine, in erster Linie der Kalksteine, hier makroskopisch dicht und nur durch die Salzsäurereaktion sicher bestimmbar; auf Adern häufig in spätiger Ausbildung. Deutlich kristallinische, grobe bis feinkörnige Kalksteine, Marmor, weiß, blaugrau, auch rötlich, lassen die Spaltbarkeit des Minerals erkennen und sind meist durch Kontaktmetamorphose aus den dichten entstanden.


Fig. 36. Spaltungsrhomboeder von Kalkspat.

b) Dolomit, $CaCO_3 + MgCO_3$. $H = 4$; spez. Gew. $= 2{,}95$. Mit verdünnter Salzsäure in der Kälte nicht aufbrausend. Kristalle, außer auf Klüften, selten; gewöhnlich mit der Lupe erkennbare, fein kristallinische Aggregate, durch Eisengehalt oft rostig, sonst meist lichtgelblich oder graulich, namentlich häufig kavernös (Rauhwacke); oder in gröber kristallinischer Entwicklung, schneeweiß, leicht zu einem gelblichen oder weißen, aus kleinen Rhomboedern bestehenden Sand verwitternd. Kalkspathaltige Dolomite brausen anfangs wegen dieser Beimengung mit Salzsäure auf; die Reaktion läßt aber rasch nach.

c) Magnesit, $MgCO_3$. $H = 5$; spez. Gew. $= 3,0$. Größere, meist eisenhaltige Rhomboeder ganz lokal in Serpentin und Talk, auch alle übrigen Vorkommnisse rein lokale Bildungen. Grobkörnige, vorherrschend aus flachen Rhomboedern bestehende, kompakte Gesteine als Kontaktfazies von Kalksteinen in der Nähe von Granit oder ganz dicht, weiß, mit porzellanartigem Bruch als Gänge in Peridotit und Serpentin. Beide technisch sehr wertvoll.

d) Eisenspat, $FeCO_3$. $H = 4^1/_2$; spez. Gew. $= 3,9$. Dicht und meist durch kohlige Substanz schwarz in schichtenförmigen Einlagerungen, Kohleneisenstein, kenntlich durch das spezifische Gewicht. Wenn mittel- bis grobkristallinisch, gelblich, an der Oberfläche zu Brauneisen geworden, teils auf Gängen teils als Kontaktfazies von Kalkstein in der Nähe von Granit.

7. Anhydrit, $CaSO_4$, rhombisch. $H = 3$; spez. Gew. $= 2,9$. Wenn dicht, dem Kalk sehr ähnlich, aber viel schwerer und mit Salzsäure nicht brausend. Feinkristallinisch leicht mit Dolomit zu verwechseln, von dem ihn die geringere Härte scheidet. Grobkristallinische, farblose, rötliche, violette, himmelblaue Aggregate, namentlich als Neubildungen auf Klüften im Salzgebirge, ausgezeichnet durch drei aufeinander senkrechte Spaltungsrichtungen, von welchen zwei recht vollkommen mit irisierenden Spaltflächen.

8. Gips, $CaSO_4 + 2\,aq$, monoklin. $H = 2$; spez. Gew. $= 2,3$. Wo vorherrschender Bestandteil, läßt sich das Gestein mit dem Fingernagel ritzen. Dichte bis erdige Aggregate, meist weißlich oder lichtgrau gefärbt, namentlich mit Anhydrit und Steinsalz. Deutlich bis grob kristallinische Aggregate, gelb, rot, weiß, fasrig oder körnig mit sehr vollkommener, irisierender Spaltbarkeit als Neubildungen auf Klüften des Salzgebirges.

9. Steinsalz, $NaCl$, regulär. $H = 2$; spez. Gew. $= 2,1$. Meistens in kristallinischen Aggregaten, farblos, rötlich, blau, auch grau, vollkommen spaltbar nach dem Würfel (Fig. 37). Reine Massen oft riesenkörnig, mit Ton verunreinigte ziemlich dicht, auf Klüften auch fasrig. Wird am Geschmack leicht erkannt.

Fig. 37. Würfel.

10. Talk, $H_2Mg_3Si_4O_{12}$, monoklin. $H = 1$; spez. Gew. $= 2,7$. Feinschuppige bis völlig dichte Aggregate, grünlichweiß bis gelblich, sehr fettig anzufühlen, gröber schuppig in Neubildungen auf Klüften und dann sehr vollkommen blättrig spaltbar und meist lichtgrün. Talkgesteine sind stets anomale Bildungen thermaler Natur am Kontakt mit Granit oder Serpentin; als Gemengteil normaler Gesteine kennt man den Talk nicht. Seine Be-

stimmung in Granit, Gneis, Phyllit usw. beruht auf einer Verwechslung mit Serizit, der dem Talk äußerst ähnlich ist, sich aber weniger fettig anfühlt.

Serizit, Muskowit siehe Glimmergruppe.

11. Kaolin, $H_4Al_2Si_2O_9$, monoklin. $H = 2^1/_2$; spez. Gew. = 2,5. Fast ausschließlich in erdigen Aggregaten, schneeweiß bis gelblich oder rötlich als Zersetzungsprodukt feldspatführender Eruptivgesteine, rein lokalisierte Bildung. Auch auf sekundärer Lagerstätte, z. B. in Sandstein. In der Literatur werden serizitische Umwandlungsprodukte häufig als Kaolin bezeichnet, ebenso alle übrigen lockern, weißen Zersetzungsprodukte der Feldspate. Unterscheidung oft nur chemisch.

12. Sillimanit, Al_2SiO_5, rhombisch. $H = 6^1/_2$; spez. Gew. = 3,24. Makroskopisch fast ausschließlich in feinfasrigen, verfilzten, licht gefärbten Aggregaten, meist etwas seidenglänzend in Kontaktgesteinen. Hohes Gewicht, Härte und Zähigkeit sind bezeichnend.

13. Wollastonit, $CaSiO_3$, monoklin. $H = 5$; spez. Gew. = 2,85. In mehreren Richtungen gut spaltbare, parallel stenglig-blättrige, meist weiße Aggregate in körnigen Kalken.

Tremolit s. Amphibolgruppe.

Diopsid s. Pyroxengruppe.

14. Disthen, Al_2SiO_5, triklin. H $\|$ Spaltbarkeit = 4, $\perp$ dazu = 7; spez. Gew. = 3,6. In größeren, vollkommen blättrig spaltbaren Individuen meist lichtblau (Zyanit) und dann leicht bestimmbar (Granulit, Eklogit). In garbenähnlichen, oft durch Graphit völlig schwarzen Aggregaten auf den Schichtflächen zentralalpiner Garbenschiefer.

15. Kordierit, $Mg_2Al_2Si_5O_{18}$, rhombisch. $H = 7$; spez. Gew. = 2,65. Gerundete, scheinbar hexagonale Prismen, namentlich in granitischen Injektionsadern, teils frisch und dann violblau, teils zu matten, grünlichbraunen Aggregaten von Pinit umgewandelt. In den Hornfelsen zum Teil als Knoten, häufiger aber in körnigen Aggregaten, die bei ihrem Mangel an Spaltbarkeit, ihrer Härte und ihrem Gewicht vom Quarz äußerlich nicht unterscheidbar sind. Auch die violette Färbung zeigt letzteres Mineral hin und wieder.

16. Olivin, $(Mg,Fe)_2SiO_4$, rhombisch. $H = 7$; spez. Gew. = 3,5. In basischen Eruptivgesteinen, be-

sonders Basalten, lebhaft glasglänzende, kurz prismatische bis tafelige Einsprenglinge (Fig. 38 u. 39), meist gelbgrün bis flaschengrün, seltener durch Oxydation braunrot, ferner in denselben Gesteinen derbe, körnige Putzen von Olivinfels. Spaltbarkeit meist nicht sichtbar, daher muschliger Bruch sehr vollkommen. Ferner Hauptbestandteil der Peridotite, die licht gelbgrüne und besonders schwere Gesteine sind. Gewöhnlich die Umwandlung in Serpentin,

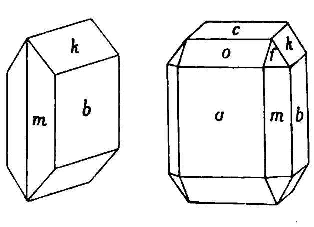
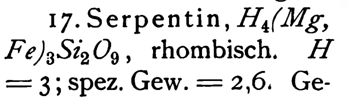


Fig. 38. Fig. 39.
Häufigste Kombinationen von Olivin.

wobei öfter mit bloßem Auge das sich bildende Maschensystem deutlich ist (Fig. 40). Bemerkenswert ist die Abnahme des Gewichts bei dieser Umwandlung.


Fig. 40. Olivin. Beginnende Umwandlung in Chrysotil. Maschenstruktur.



17. Serpentin, $H_4(Mg, Fe)_3Si_2O_9$, rhombisch. $H = 3$; spez. Gew. $= 2{,}6$. Gesteinsbildend stets dicht, grün, gelbgrün, schwärzlichgrün, auch rot und braun gefleckt, öfter von deutlich fasrigen Adern durchzogen. Besonders bezeichnend ist der feinsplittrige Bruch der Gesteine, welchen man namentlich nach dem Anhauchen der frischen Bruchfläche erkennt. Stets Umwandlungsprodukt von Olivin, dessen noch vorhandene Reste die Härte öfter erhöhen.

18. Chlorit, $H_4(Mg,Fe)_2Al_2SiO_9$. $H = 2^1/_2$; spez. Gew. $= 2{,}8$. Stets grün, selten deutlich kristallinisch und dann feinschuppig, sehr vollkommen spaltbar. Meist ziemlich dicht, besonders häufig als grünes Pigment veränderter basischer Eruptivgesteine, der sog. Grünsteine und Grünschiefer.

Strahlstein, Uralit, s. Amphibolgruppe.

19. Epidotgruppe. $H = 7$; spez. Gew. $= 3,3$. Stenglige Ausbildung. Spaltbarkeit vollkommen in der Richtung der Stengel. a) $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$: Zoisit, rhombisch, Klinozoisit monoklin. Äußerlich nicht zu unterscheiden, makroskopisch öfter in filzigen Aggregaten von meist graugrüner Farbe, selten in deutlich erkennbaren lichtgrünen bis rötlichen Stengeln. Besonders häufig in den völlig dichten, strukturlosen Aggregaten des Saussurits (s. Plagioklase). b) Eisenoxydhaltig der Epidot, $HCa_2(AlFe)_3Si_3O_{13}$, monoklin, etwas häufiger makroskopisch bestimmbar, dann gelbgrün bis dunkelgrün in verschiedenen Tönen. Kristalle, wie Fig. 41, besonders in körnigen Kalken und auf Klüften epidotführender Gesteine. Am häufigsten aber in mikroskopischer Verteilung, und in dieser Form das gewöhnlichste gelbe bis gelbgrüne Pigment kristallinischer Gesteine. Weit verbreitet als Umwandlungsprodukt basischer Silikate.

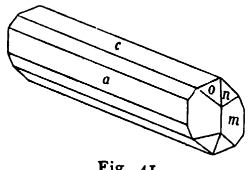


Fig. 41. Gewöhnliche Form von Epidot.

c) Piemontit, Manganepidot, makroskopisch nur als dunkelrotes Pigment kristallinischer Gesteine erkennbar. Färbt ebenso wie Eisenglanz. d) Orthit mit einem Gehalt an seltenen Erden, namentlich in Tiefengesteinen ganz vereinzelte, schwarze, pechglänzende, oft auch rötlich umgewandelte Körner.

20. Granatgruppe. $\overset{II}{R}_3(Al,Fe)_2Si_3O_{12}$, regulär. $H = 7^1/_2$; spez. Gew. $= 3,5 - 4,3$. Wenn kristallisiert, Dodekaeder (Fig. 35, S. 44) oder Kombination mit Ikositetraeder (Fig. 42). Meist ohne Andeutung von Spaltbarkeit und gewöhnlich sehr bruchig und spröde. a) $\overset{II}{R} = Fe$, Almandin: häufigstes Glied der Gruppe, lebhaft rot bis gelbrot; Bestandteil von Silikatgesteinen, meist makroskopisch deutlich, oft sehr große Kristalle oder gerundete Körner,

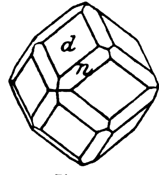


Fig. 42. Dodekaeder mit Ikositetraeder.

reich an Einschlüssen. b) $\overset{\text{II}}{R} = Mg$, Pyrop: blutrote bis schwärzliche Körner nur im Olivinfels und Serpentin, oft mit faserigem Rand von graulichgrünem Kelyphit. c) $\overset{\text{II}}{R} = Ca$, Kalkgranaten: licht gelblich, grünlich, bräunlich, rötlich: Grossular; dieselben Farben intensiver: Hessonit, Allochroit; in körnigen Kalken gute, oft recht große Kristalle. Wenn der Kalkspat zurücktritt, körnige Aggregate, welche bis zu saussuritartiger Dichte herabgehen; besonders in Kalksilikatfelsen. Titanhaltiger Kalkgranat, Melanit, meist gute Kristalle, schwarz mit pechglänzendem Bruch in Natrongesteinen.

21. Vesuvian, kompliziertes Kalktonerdesilikat, tetragonal. $H = 6^1/_2$; spez. Gew. = 3,5. Verbreitung ähnlich, aber geringer wie beim Kalkgranat; hauptsächlich braune bis lichtgrüne, kurzprismatische Kristalle in körnigen Kalken; auch Bestandteil von Saussurit.

22. Andalusit, Al_2SiO_5, rhombisch. $H = 7^1/_2$; spez. Gew. = 3,2. Nur in Kontaktgesteinen und besonders groß in Pegmatiten. Selten trifft man die prismatischen Kristalle mit fast rechtwinkligem Querschnitt, lichtrot bis rotbraun, mit wenig deutlicher Spaltbarkeit noch frisch. Viel häufiger sind sie zu weißen, weichen Aggregaten geworden, die durch Einschlüsse eine sehr charakteristische Struktur im Querschnitt aufweisen:

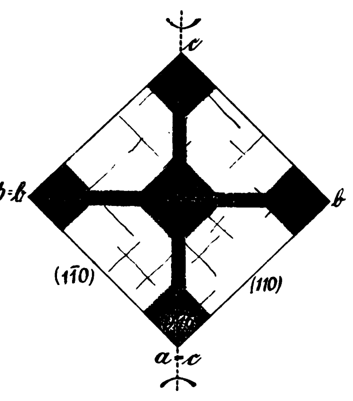
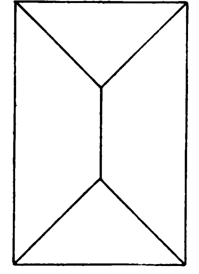


Fig. 43. Chiastolith.

Chiastolith (Fig. 43). Häufiger ist die Ausbildung recht unregelmäßig, so in den gewöhnlichsten, durch

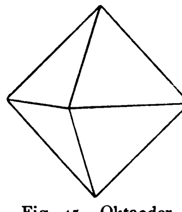
Graphit schwarzen Knoten der Knotenschiefer, oder sehr feinkörnig als Bestandteil der Hornfelse, die, wenn reich an Andalusit, äußerlich einen charakteristischen braunroten Ton aufweisen.

23. Titanit, $Ca(Si,Ti)_2O_5$, monoklin. $H = 6$; spez. Gew. = 3,5. Vereinzelt, meist gut kristallisiert; in Syeniten und verwandten Gesteinen rotbraune, diamantglänzende, briefkuvertähnliche Kristalle (Fig. 44); in Nephelinsyeniten, Phonolithen, Grünschiefern usw. lichtgelb, gleichfalls diamantglänzend: Sphen.


Fig. 44. Briefkuvertform des Titanits.

24. Staurolith, $HFeAl_5Si_2O_{13}$, rhombisch. $H = 7^1/_2$; spez. Gew. = 3,6. Wo makroskopisch sichtbar, stets flachprismatische, dunkelrotbraune Kristalle und Durchkreuzungen solcher unter 90° oder 60° in Glimmerschiefern; ziemlich selten auch wenig deutliche Knoten.

25. Spinell, $(Mg,Fe)Al_2O_4$, regulär. $H = 8$; spez. Gew. = 3,6. Nur erkennbar, wo deutliche Oktaeder (Fig. 45); rötlich, grünlich bis tiefviolett in körnigem Kalk; vom ähnlichen Periklas, MgO, unterschieden durch den Mangel an Spaltbarkeit. Letzterer in denselben Gesteinen, namentlich in grünlichen Oktaedern, die vollkommen nach dem Würfel spaltbar sind. Chromspinell: Pikotit und Chromeisen in braunschwarzen, pechglänzenden Körnern und Oktaedern, ausschließlich in Olivingesteinen und Serpentinen.


Fig. 45. Oktaeder.

26. Flußspat, CaF_2, regulär. $H = 4$; spez. Gew. = 3,2. Die sehr vollkommenen, spaltbaren, derben Aggregate, welche in Graniten usw. vorkommen, sind nur deutlich kenntlich, wenn sie tiefviolette Farbe aufweisen.

27. Chloritoid, basisches, eisenhaltiges Tonerdesilikat. $H = 5—6$; spez. Gew. = ca 3,2. Glimmerähnlich spaltbare, meist gerundete, schwarzgrüne Knoten; von den Glimmern durch Härte und Sprödigkeit unterschieden.

28. Glimmergruppe: Kali-, Magnesia-, Eisen- und Lithion-Tonerdesilikate, monoklin, annähernd hexagonal. Höchst vollkommen nach der Basis spaltbar.

$H = 3$; spez. Gew. = 2,8—3,2. Schlagfigur: Glimmer erster und zweiter Art (Fig. 46 u. 47).

a) Kaliglimmer: Muskowit, farblos, nur in Pegmatiten deutliche Kristalle, sonst in lebhaft silberartig glänzenden Schuppen, besonders in Granit, Gneis und Glimmerschiefer; dann in schimmernden Membranen als Serizit, der oft für Talk erklärt wird; auch sonst als Neubildung auf Klüften der Gesteine, Serizitschiefer etc. Ganz feinkristallinisch ist er die Ursache der schimmernden Schichtfläche der Phyllite oder Glanzschiefer.

b) Magnesiaglimmer: Phlogopit. Dem Muskowit ähnlich, aber namentlich in körnigen Kalken und meist lichtgelb bis rötlichbraun.

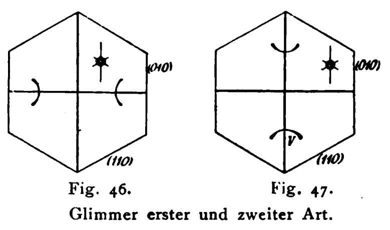


Fig. 46. Fig. 47.
Glimmer erster und zweiter Art.

c) Magnesiaeisenglimmer: Biotit, dunkelbronzefarbig bis schwarzbraun; verhältnismäßig gut begrenzte, sechsseitige Plättchen in Granit und zumal in den Injektionsadern. Durch Zersetzung grünlich und matt.

d) Lithionglimmer: von den besprochenen Varietäten nur chemisch zu unterscheiden. Begleiter von Zinnerz.

29. Pyroxengruppe. $H = 5^1/_2$; spez. Gew. = 3,1—3,5. Deutlich spaltbar nach einem Prisma von annähernd 90°.

a) Rhombische Pyroxene $(Mg,Fe)SiO_3$. Fast nur in Eruptivgesteinen. In basischen Tiefengesteinen grobblättrige Aggregate, lichtbräunlich: Enstatit oder Bronzit, schwarzbraun: Hypersthen; besonders häufig mit metallartigem Schiller und einer sehr vollkommenen Absonderung nach der Querfläche. Im Aussehen völlig übereinstimmend mit dem monoklinen Diallag. In porphyrischen Gesteinen, meist

sehr kleine, schwarzbraune Kristalle; vom gemeinen Augit äußerlich nicht zu unterscheiden.

c) Monokline Pyroxene: Reihe von *(Mg,Ca,Fe)* SiO_3 Diopsid über Diallag zu gemeinem Augit. *(Mg,Ca,Fe)(Al,Fe)*$_2SiO_6$, von diesem über Ägirinaugit zu Ägirin $NaFeSi_2O_6$. Diopsid, typisches Kontaktmineral, fast farblos, licht bis kräftiggrün, körnig in Kalksilikatfelsen. Diallag, äußerlich mit Bronzit übereinstimmend, in basischen Tiefengesteinen. Gemeiner Augit, meist schwärzlichbraun, das häufigste dunkle Mineral der basischen Eruptivgesteine, weit verbreitet auch in sauern und intermediären. In porphyrischen Gesteinen deutliche Kristalle, kurz prismatisch (Fig. 48), auch taflig nach der Querfläche (Fig. 49); von Hornblende durch kürzer prismatische Ausbildung und namentlich weniger vollkommene Spaltbarkeit unterschieden. In körnigen Gesteinen selten deutliche Form, in Diabasen als Grundmasse. Neigung zur Umwandlung in fasrige, grüne Hornblende, oft unter Erhaltung der Form, Uralit, und besonders in chloritische Aggregate, beides in den sog. Grünsteinen. Von ihm nur durch länger prismatische Ausbildung zu unterscheiden sind Ägirinaugit und Ägirin, die nur in Natrongesteinen vorkommen.

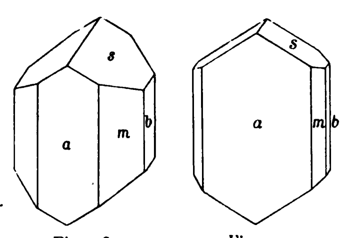


Fig. 48. Fig. 49.
Gewöhnliche Kombinationen von Augit.

30. Amphibolgruppe: Reihe von *(Mg,Ca,Fe)* SiO_3, Tremolit oder Strahlstein, zu gemeiner grüner, brauner und basaltischer Hornblende *(Mg,Ca,Fe)(Al,Fe)*$_2SiO_6$, zu Glaukophan, $NaAlSi_2O_6$, und Arfvedsonit resp. Riebeckit, $NaFeSi_2O_6$, monoklin. $H = 5^1/_2$; spez. Gew. = 3,0—3,4. Vollkommen spaltbar nach einem Prisma von 124°. Meist

länger prismatische Ausbildung als bei Pyroxen mit Ausnahme von dessen natronhaltigen Gliedern; Kristalle namentlich bei basaltischer Hornblende (Fig. 50).

Tremolit, farblos, weiß; feine Nadeln, auch Garben in Kontaktkalken, größere Stengel und wirr- bis radialfasrige Aggregate in Serpentin, nicht so fein verfilzt und so zäh wie der Sillimanit. Strahlstein, lichtgrün bis kräftig grün, namentlich in Serpentin und Talkgesteinen. Grüne Hornblende, kompakte, schwarzgrüne Körner, namentlich in intermediären Tiefengesteinen, selten Kristalle; strahlig-fasrig in den aus basischen Eruptivgesteinen hervorgegangenen Grünsteinen, Grünschiefern, in welchen die uralitische Hornblende neben Chlorit das häufigste grüne Pigment ist. In Kontaktschiefern gern in Garben auf den Schichtflächen. In basischen Tiefengesteinen ersetzt durch braune Hornblende, deren braunschwarzer Ton schon makroskopisch hervortritt. Basaltische Hornblende in allen möglichen Ergußgesteinen, rein schwarz mit besonders lebhaft glänzenden Spaltflächen, gerundete Kristalle, öfter auch stark korrodiert. Glaukophan, bläulichschwarz; Körner und fasrige Partien, namentlich in Eklogit und damit verwandten Gesteinen. Riebeckit und Arfvedsonit schwarz, mit bloßem Auge meist nicht bestimmbar, in sauern Natrongesteinen.

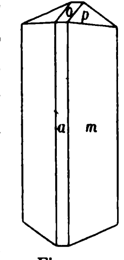


Fig. 50. Gewöhnliche Form der Hornblende.

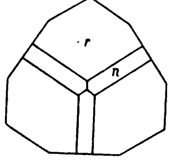


Fig. 51. Fig. 52.
Die Endflächen eines Turmalinkristalls.

31. Turmalin: Reihe komplizierter borhaltiger Alumosilikate, von welchen nur der titanführende, rein schwarze, meist pechglänzende

Schörl als Gesteinsbestandteil von Bedeutung ist. Rhomboedrisch-hemimorph (Fig. 51 u. 52, S. 53), oft sehr große Kristalle auf Pegmatiten. Kleinere Individuen in dem seltenen Turmalingranit, häufiger in radialstrahligen, mit Quarz verwachsenen Aggregaten, Turmalinsonnen, in Granit etc. In allen möglichen Kontaktgesteinen einzelne schwarze Nadeln, die sich von der Hornblende durch völligen Mangel einer Spaltbarkeit sowie durch ihren trigonalen Querschnitt unterscheiden, gewöhnlich aber erst mikroskopisch sichtbar werden.

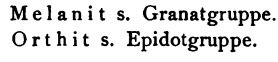


Fig. 53. Rutilzwilling.

Melanit s. Granatgruppe.
Orthit s. Epidotgruppe.

32. Rutil, TiO_2, tetragonal. $H = 6^1/_2$; spez. Gew. = 4,25. Als Gesteinsbestandteil nur selten makroskopisch deutlich. Schwarzrote, lebhaft diamantglänzende, prismatisch vollkommen spaltbare Körner oder Kriställchen, namentlich Zwillinge (Fig. 53) in Eklogiten und Amphiboliten; meist aber nur mikroskopisch.

Chromeisen s. Spinell.

33. Magneteisen, Fe_3O_4, regulär. $H = 6$; spez. Gew. = 5,2. Einfache Oktaeder (Fig. 45, S. 50), oft stark verzerrt (Fig. 54), oder Zwillinge (Fig. 55), häufiger derb; schwarz, metallglänzend mit muschligem Bruch; wirkt auf die Magnetnadel. Besonders in basischen Eruptivgesteinen und von allen möglichen Silikaten begleitet als Putzen in körnigem Kalk. Wichtiges Eisenerz.

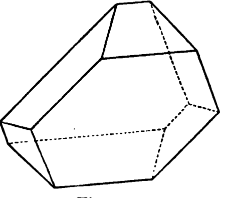


Fig. 54. Verzerrtes Oktaeder.

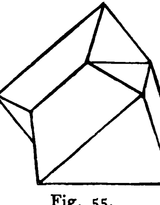


Fig. 55. Spinellzwilling.

34. Titaneisen, $(Fe,Ti)_2O_3$, hexagonal. $H = 5^1/_2$; spez. Gew. ca 5,0. Als Gesteinsgemengteil makroskopisch fast nur in derben, schwarzen, metallglänzenden Partien zu beobachten, die sich äußerlich von Magneteisen nicht unterscheiden. In basischen Eruptivgesteinen.

35. Eisenglanz, Fe_2O_3, hexagonal. $H = 6^1/_2$; spez. Gew. = 5,25. Roter Strich. Wenn kompakt, metallglänzende Körner, schwer von den beiden vorigen zu unterscheiden; die Kristalle,

taflig (Fig. 56), besonders lebhaft metallglänzend und schwarz, übergehend in glimmerartige Aggregate. In feiner Verteilung häufigstes rotes bis braunrotes Pigment der Gesteine. Kompakte Massen wichtiges Eisenerz. Vorkommen in Eruptivgesteinen sowie auch als Eisenglimmerschiefer.

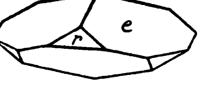


Fig. 56. Kristall von Eisenglanz.

36. Graphit, C; hexagonal. $H = 1$; spez. Gew. $= 2{,}3$. Schwarze, lebhaft metallglänzende, schuppige, glimmerartig spaltbare Aggregate, noch häufiger dicht mit glänzendem, schwärzlichgrauem Strich. Von den ähnlichen Mineralien durch seine geringe Härte, seine abfärbende Beschaffenheit, und wo in größerer Menge vorhanden, durch seine gute Wärmeleitung und damit zusammenhängend sein kaltes Anfühlen ausgezeichnet. In sehr feiner Verteilung das häufigste schwarze Pigment kristallinischer Gesteine, in dieser Form aber äußerlich nicht von Kohle zu unterscheiden.

37. Magnetkies, FeS, hexagonal. $H = 4$; spez. Gew. $= 4{,}6$. Derbe, bronzefarbene Partien, manchmal mit recht deutlicher Spaltbarkeit, braun anlaufend, leicht zu Vitriol verwitternd. Namentlich in basischen Eruptivgesteinen, aber auch in «Gneis» und andern Kontaktbildungen, öfter nickelhaltig.

38. Eisenkies (Pyrit), FeS_2, regulär. $H = 6^1/_2$; spez. Gew. $= 5{,}0$. Pentagondodekaeder (Fig. 57) und namentlich durch Kombination mit diesem gestreifte Würfel (Fig. 58), auch derbe Partien; speisgelb, lebhaft metallglänzend, ohne Spaltbarkeit. An der Erdoberfläche fast stets zu Brauneisen verwittert. In allen möglichen umgewandelten Gesteinen.

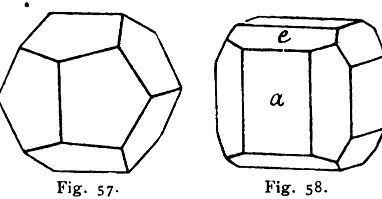


Fig. 57. Fig. 58.
Formen von Eisenkies.

Spezieller Teil.

A. Die Eruptivgesteine.

Alle Eruptivgesteine sind Silikatgesteine, und die primären Bestandteile derselben sind weit vorwiegend Silikate. Eine Reihe von Gesetzmäßigkeiten in der chemischen Zusammensetzung und daher auch in der mineralogischen Beschaffenheit derselben sind deutlich hervortretend, und diese geben die Grundlage zu dem chemisch-mineralogischen System, welches die Tabelle S. 37 darstellt.

Wenn man von dem weitest verbreiteten aller Gesteine, dem Granit, ausgeht, so tritt vor allem die Erscheinung deutlich hervor, daß mit der Abnahme der Kieselsäure auch das Kali abnimmt, während der Gehalt an Kalk, Magnesia und Eisen anwächst. In der mineralischen Zusammensetzung äußert sich dies in besonders hervortretender Weise: der quarzreiche, an Plagioklas und dunklem Glimmer stets sehr arme Zweiglimmergranit verliert mit der Abnahme des Quarzes rasch seinen Gehalt an Muskowit und wird zu dem an Plagioklas und dunklem Mineral reicheren Biotitgranit. Ein weiteres Zurücktreten des Quarzes bedingt ein weiteres Anwachsen vor allem des basischen Gemengteils: quarzarme Granite sind daher dunkler gefärbt als quarzreiche. Oder stellt man sich in durchaus schematischer Weise die Proportionen des dunkeln Bestandteils der einzelnen Gesteinstypen in Rechnung, so kann man dies etwa in folgender Weise skizzieren. Der basische Gemengteil beträgt in:

Granit	Syenit	Diorit	Gabbro	Trapp
5—10%	15%	25%	35—40%	über 40%

des ganzen Gesteins. Die zu jedem dieser Typen gehörigen Ergußgesteine sind durchschnittlich etwas ärmer an dem dunkeln Bestandteil, der im Liparit kaum irgend eine Rolle spielt, im Trachyt meist deutlich hervortritt, in den Andesiten unter den Einsprenglingen mehr und mehr an gleiche Stelle mit dem Feldspat rückt, dann vorherrscht und in den Melaphyren fast ausschließlich die Einsprenglinge bildet.

Die hauptsächlich Orthoklas führenden Gesteine sind durch alle Übergänge mit den Plagioklasgesteinen verbunden, wie überhaupt kein Eruptivgestein, weder in Bezug auf seine Zusammensetzung noch auch auf seine Struktur, einen scharf abgegrenzten Typus darstellt.

Ein anschauliches Bild von der Änderung der chemischen Zusammensetzung mit dem Mineralbestand gibt die Zusammenstellung von Durchschnittsanalysen der hauptsächlich in Frage kommenden Bestandteile der Eruptivgesteine:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O
Quarz	100%	—	—	—	—	—	—	—
Kalifeldspat	64½%	18½%	—	—	—	—	17%	—
Natronfeldspat	68½%	19½%	—	—	—	—	—	12%
Kalkfeldspat	43%	37%	—	—	—	20%	—	—
Basisches Mineral	50%	7%	5%	11%	16%	11%	—	—
Olivin	41%	—	—	11%	48%	—	—	—

Die Abnahme des Gesamtkieselsäuregehaltes vom quarzhaltigen Granit zum quarzfreien Syenit, von hier zu den Plagioklasgesteinen, in welchen die Mischung von Kalk- und Natronfeldspat an sich schon weniger Kieselsäure führt als der Orthoklas und der Gehalt an dieser Substanz noch weiter herabgedrückt wird durch die zunehmende Bedeutung des basischen Minerals nebst Eisenerzen und schließlich den Eintritt von Olivin, ist in die Augen springend.

Damit geht Hand in Hand ein Zurücktreten von Kali zu Gunsten von Natron, sodann von Kalk, mit deren Anwachsen Eisen und Magnesia mehr und mehr steigen, während der zunehmende Gehalt des Plagioklases an Kalkfeldspat trotz der Verminderung des Feldspatgehaltes überhaupt den Bestand an Tonerde in fast konstanter Höhe erhält und dieser Teil erst in den basischen Eruptivgesteinen zurückgeht, in welchen der Feldspat gegenüber den an Tonerde armen basischen Mineralien sowie des Olivins mehr und mehr in den Hintergrund tritt. Die rein schematisch abgerundeten Werte der obigen Zusammenstellung lassen die bei den einzelnen Gesteinstypen ausführlicher zu besprechenden mineralischen Modifikationen in den chemischen Gesetzen begründet erscheinen.

So geht der Granit durch die Zwischenglieder der Tonalite über in den Quarzdiorit, durch die Syenitgranite in den Syenit, dieser durch den Monzonit in den Diorit usw., und ebenso stellt sich in struktureller Beziehung jede Art von Übergängen ein. In gleichmäßig körnigem Granit treten einzelne Feldspate mit deutlicherer Kristallform hervor, Kristallgranit, dann wird von Stufe zu Stufe die Zwischenmasse zwischen den größer hervortretenden Einsprenglingen feinkörniger, Granitporphyr, und schließlich entwickelt sich eine völlig dichte, oft glashaltige Grundmasse, Quarzporphyr.

Neben dieser ausgedehnten Gesteinsreihe existiert aber noch eine zweite, welche für den Geologen zwar nur in einzelnen Typen eine Wichtigkeit besitzt, deren hauptsächlichste Grundzüge aber doch kurz skizziert werden müssen. Im Gegensatz zu den Orthoklas- und Plagioklasgesteinen mögen diese wegen der fast ständigen Vorherrschaft von Natron als Natrongesteine bezeichnet werden. In den kieselsäurereichsten Gliedern dieser Reihe tritt dies noch weniger deutlich hervor, und die sog. Natrongranite enthalten öfter recht bedeutende Mengen von Kali. Aber sie haben mit den andern Natrongesteinen die Eigenschaft gemeinsam, daß sie reicher an Alkalien sind, als ihrem Gehalt an Feldspat entspricht. Während bei Orthoklas- und Plagioklasgesteinen, mit Ausnahme der Glimmergranite, die Alkalien ausschließlich im Feldspat vorhanden sind und in weitaus den meisten Fällen zur Bindung der Tonerde in diesen noch Kalk hinzugezogen werden muß, ist in den normalen Natrongesteinen die Summe der Alkalien höher als dem Gesamtgehalt an Alkalifeldspat entspricht, und dieser Überschuß an Alkalien, speziell an Natron, findet sich hier in natronhaltigen Gliedern der Hornblende und Pyroxenreihe: Riebeckit, Ägirin usw. sind die charakteristischen, wenn auch in normalen Gesteinen stets sehr untergeordneten, basischen Mineralien dieser Reihe. Die Änderung der Gesamtzusammensetzung der Schmelzflüsse unterliegt hier andern Gesetzen. Be-

sonders hervortretend ist die Erscheinung, daß mit der Abnahme der Kieselsäure hier die Alkalien und mit ihnen die Tonerde erst langsam und dann rasch zunehmen, und während in den ersteren Reihen basische Gesteine stets arm an Alkalien sind, erscheinen hier die kieselsäureärmsten als die natronreichsten, in denen das basische Natronalumosilikat, der Nephelin, die Hauptrolle spielt.

Für diese Reihe ergeben sich die Beziehungen der chemischen Zusammensetzung zum Mineralbestand aus folgender Tabelle:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O
Natronfeldspat	68½%	19½%	—	—	—	—	—	12%
Kalifeldspat	64½%	18½%	—	—	—	—	17%	—
Nephelin	44%	35%	—	—	—	—	4%	17%
Basisches Mineral (Ägirin)	52%	2%	30%	3%	—	—	—	13%

Die Zunahme des Nephelins tritt in der Abnahme der Kieselsäure und der bedeutenden Erhöhung des Alkali- und Tonerdegehaltes hervor, während Magnesia und Kalk in der normalen Reihe überhaupt keine Rolle spielt.

Nur wenn der Gehalt an Kalk ansteigt, dann zeigen sich ähnliche Gesetzmäßigkeiten wie bei den Plagioklasgesteinen. Seine Zunahme geht Hand in Hand mit einer Zunahme der Magnesia und des Eisens. Mineralogisch äußert sich dies in der Weise: die normalen Natrongesteine sind arm an Kalknatronfeldspat und auch in den kieselsäurearmen Gliedern helle und leichte Gesteine, in welchen der basische Gemengteil stets vereinzelt bleibt. Wenn aber der Plagioklas stärker hervortritt, dann werden die Gesteine der normalen Reihe der Plagioklasgesteine analog dunkler und dunkler. Die Natrongesteine, von welchen übrigens nur die nephelinführenden, speziell die Nephelinsyenite und Phonolithe, makroskopisch mit Sicherheit als solche bestimmbar sind, erscheinen um vieles seltener, sind aber in einzelnen Gebieten durch ungemein große Mannigfaltigkeit der Ausbildung interessant, wie sie überhaupt in viel höherem Maße noch als die zuerst besprochenen Gesteinsreihen zu ungleichmäßig schlieriger Ausbildung neigen.

Die Erscheinungen der magmatischen Spaltung, auf welche S. 15 schon hingewiesen wurde, zeigen in den gangförmigen Nachschüben der einzelnen Intrusionen, den sog. Ganggesteinen, den am schärfsten ausgesprochenen Charakter. Die Gruppe der Spaltungsgesteine, welche als «Ganggefolge» der einzelnen Tiefengesteinstypen erscheinen, sind ganz außerordentlich

mannigfache Gesteine, die besonders in der Natronreihe in buntester Entwicklung auftreten und zu einer Unzahl neuer Namen Anlaß gegeben haben. Diese sind aber für den Geologen ohne Bedeutung, da es sich fast nur um höchst untergeordnete und rein lokale Vorkommnisse handelt. Die hauptsächliche Richtung, in welcher die Zerspaltung eines Magmas vor sich geht, tritt in der Anreicherung der feldspatbildenden Elemente auf der einen, der basischen Bestandteile des Hauptgesteins auf der andern Seite entgegen und wird am einfachsten schematisch dargestellt durch folgende Ableitung eines sauern Spaltungsproduktes des Aplits und eines basischen, des Lamprophyrs aus einem normalen Granit.

	Granit	Aplit	Lamprophyr
SiO_2	70%	76%	56%
Al_2O_3	15	15	14
Fe_2O_3	2	0	3
FeO	1	0	5
MgO	1	0	8
CaO	3	$1/2$	7
Na_2O	3	2	4
K_2O	5	$6 1/2$	3

Es ist also durch Zerlegung des normalen Granits einerseits ein noch lichter gefärbter Aplit hervorgegangen, der weit vorherrschend aus Orthoklas und Quarz zusammengesetzt ist, anderseits ein sehr viel dunklerer Lamprophyr, in welchem der Quarz nur noch ganz untergeordnet ist und auch der Orthoklas auf Kosten des Plagioklases in den Hintergrund tritt. So entstehen die mannigfachsten Abstufungen, zunächst nur in geringen Schwankungen der einzelnen Gemengteile hervortretend bis zu deren völligem Verschwinden. Der Granit geht so durch etwas glimmerreichere Modifikationen über in noch quarzhaltige Lamprophyre, aus diesen entwickeln sich die quarzfreien Minetten, dann bilden sich durch Zurücktreten des Orthoklases eigentliche Plagioklasgesteine, die Kersantite, aus denen schließlich durch fortgesetzte Anreicherung der basischen Bestandteile diabasähnliche Gesteine hervorgehen können, die aber trotz der abweichenden Beschaffenheit genetisch mit dem Granit selbst verbunden sind und derselben Eruptionsperiode angehören wie dieser.

Bei den an sich durch mannigfaltigere Mineralkombinationen ausgezeichneten Natrongesteinen steigert sich die Variabilität dieser Spaltungsprodukte noch um ein bedeutendes.

Dem speziellen Teil ist folgende Systematik zu Grunde gelegt:

1. Orthoklasgesteine:
   Granit.
   Granulit.
   Liparit und Quarzporphyr.
   Syenit.
   Trachyt und Orthoklasporphyr.
2. Plagioklasgesteine:
   Quarzdiorit und Diorit.
   Gabbro.
   Andesit und Porphyrit.
   Trapp, Diabas und Melaphyr.
3. Natrongesteine:
   Nephelinsyenit.
   Phonolith und Tephrit.
   Sonstige Natrongesteine.
4. Spaltungsgesteine:
   Aplit und Pegmatit.
   Minette und Kersantit.
   Kamptonit und Basalt.
5. Feldspatfreie Gesteine.
   Peridotit, Pyroxenit und Serpentin.

Anhang: Die vulkanischen Tuffe.

Die einzelnen Kapitel gliedern sich dann wieder in folgender Weise:

Äußere Beschaffenheit.
Mineralische Zusammensetzung.
Geologische Verhältnisse.

Dabei ist das für den praktischen Geologen Wichtige in den Vordergrund gestellt, und die Ergebnisse der mikroskopischen Petrographie werden nur ganz ausnahmsweise eingehender angeführt, wo sie eine besondere Tragweite für die Deutung geologischer Erscheinungen besitzen.

I. Orthoklasgesteine.

Granit.

Äußere Beschaffenheit. Der Granit ist der Prototyp der körnigen Gesteine (Titelbild, a); er ist selten so grobkörnig, daß die einzelnen Körner über einen Zentimeter messen, und nur ganz lokal so feinkörnig, daß man zur Erkenntnis der hauptsächlichen Mineralien der Lupe oder des Mikroskops bedarf. Die eigentlichen Granite sind Orthoklasgesteine mit deutlich hervortretendem Gehalt an Quarz. Daneben sind ein oder mehrere Glieder der Glimmer-, Hornblende- oder Pyroxengruppe — erstere am häufigsten, letztere nur ganz lokal — in ziemlich untergeordneter Menge vorhanden, während Plagioklas, in allen Varietäten auftretend, öfter so an Bedeutung zunimmt, daß eigentliche Übergänge in die Quarzdiorite sich einstellen: Granodiorit oder Tonalit, deren makroskopischer Habitus jenem des Granits selbst sehr ähnlich bleibt.

Entsprechend dem Vorherrschen von Feldspat und Quarz sind die Granite spezifisch leichte (spez. Gew. um 2,7) und hell gefärbte Gesteine, deren Gesamtfarbe durch jene des Orthoklases bedingt wird. Dieser ist meist matt, aber mit deutlichen Spaltflächen, bald weiß, bald blaugrau, grünlich oder lebhaft rot. Neben demselben ist öfter ein weiß, gelblich oder grünlich gefärbter Plagioklas deutlich sichtbar. Eine gelblich-braune Aderung oder Färbung weist auf Ausscheidung von Rost durch beginnende Verwitterung.

Der muschlig brechende, meist fettglänzende Quarz, im Gesamtbild weniger hervortretend, ist am häufigsten licht rauchgrau oder milchig getrübt; rot ist er im Granit von *Meißen*, blauviolett in jenem von *Vanevik* in Schweden. In den Zentralgraniten ist er infolge innerer Zertrümmerung kaum

von den weißen Feldspaten zu unterscheiden. Den makroskopischen Charakter des Granits vollendet die regellose Verteilung der meist vereinzelten Individuen der eisenhaltigen Mineralien, besonders der glänzenden Blättchen des Biotits, welche gewöhnlich schwarz, wenn zersetzt, auch dunkelgrün erscheinen.

Die Granite haben eine große Neigung zu porphyrischer Ausbildung, indem sich aus der normalkörnigen Hauptmasse häufig größere bis sehr große Feldspate abheben, Porphyrgranit; mit dem Dichterwerden der Grundmasse geht dieser in Granitporphyr über (Fig. 59). Anderenteils stellt sich eine parallele Anordnung der dunkeln Gemengteile ein, Gneisgranit, Granitgneis, welche endlich zu völlig schiefriger Beschaffenheit führt. Dann haben die Feldspateinsprenglinge meist Linsenform, im Querbruch wie Augen hervortretend, Augengneis (Fig. 60, S. 64), um welche sich die dunklere Grundmasse in gewundenen Flasern herumlegt.

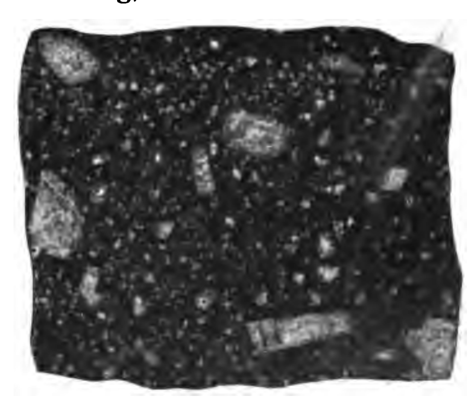


Fig. 59. Granitporphyr, Niedermodau bei Darmstadt. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

Mineralische Zusammensetzung. Das Wichtigste der Mineralien des Granits ist der Orthoklas, der als Einsprengling oft recht gut umgrenzte Kristalle bildet, welche namentlich bei der Verwitterung sich aus dem Gesteinsverband lösen. Man kann in Ge-



Fig. 60. Porphyrischer Zentralgranit (Augengneis). Scaradrapaß, Graubünden. (1/2 nat. Gr.)

bieten, in denen Porphyrgranite verbreitet sind, die isolierten, bis 10 cm und darüber messenden Feldspate in Menge aus dem Ackerboden auslesen. Ganz frisch ist er nur verhältnismäßig selten, so namentlich in zentralalpinen Graniten, meist hat er einen halbmatten Habitus. Manchmal ist er auch in verschiedene erdige Aggregate umgewandelt, lokal auch im Kaolin. Dann ist in einzelnen Putzen oder Nestern, die sich weit in die Tiefe verfolgen lassen, das Gestein zu lockerer Masse geworden, in der nur noch der Quarz deutlich ist.

Neben dem Orthoklas ist stets Plagioklas vorhanden, meist ziemlich gut kristallisiert, aber in kleineren Individuen, die im allgemeinen ebenso matt sind wie der Orthoklas, sich öfter von diesem durch lichtere Farben unterscheidend. Wo beide weiß sind, ist ein Erkennen mit bloßem Auge nicht möglich. In den Zentralgraniten zeigt er rauhen Bruch infolge massenhafter Einschlüsse und ist öfter durch winzige Granaten rötlich, durch Klinozoisit grünlichgelb gefärbt. Die Menge des Plagioklases ist sehr wechselnd; am ärmsten an diesem Mineral sind die Zweiglimmergranite, welche nur einige Prozente davon enthalten. Biotitgranite und namentlich Amphibolgranite sind oft sehr plagioklasreich, oft so, daß der Orthoklas erst die zweite Stelle einnimmt.

Nächst den Feldspaten ist der Quarz das wichtigste Mineral, erstere bilden zusammen in normalem Granit ca 60% des Gesteins, letzterer 30—35%. Außer in den Zentralgraniten, in welchen er zu feinsandigen, schneeweißen Aggregaten zerdrückt zu sein pflegt, erkennt man ihn leicht an seinem muschligen Bruch.

Im Zweiglimmergranit spielt der lebhaft silberartig glänzende Muskowit in einzelnen isolierten Blättchen eine gewisse Rolle; außerdem ist das Mineral als normaler Gesteinsgemengteil nur in dem zum Aplit gehörigen Muskowitgranit bekannt und fehlt sonst in Eruptivgesteinen. In grob- bis feinschuppigen, oft ganz dichten, mild seidenglänzenden Häuten aber durchzieht der sog. Serizit besonders mechanisch stark deformierte Gesteine, so z. B. die Zentralgranite, welche dann als schiefrige Gneise erscheinen. Dieses ist der sog. Talk der «Alpengneise» und Protogine. Neben demselben ist der makroskopisch schwarze Biotit häufiger, der im Biotitgranit den einzigen Glimmer darstellt. In frischen Gesteinen glänzend, in verwitterten matt und trübe, liefert er den Atmosphärilien das Eisen, welches zur Rostfärbung der Verwitterungsprodukte führt. Manchmal ist er auch grünlich verfärbt, meist durch Chlorit, der wiederum in den Zentralgraniten besonders hervortritt. Schwärzliche Hornblende in einzelnen gedrungenen Körnern wird im Amphibolgranit vorherrschend, während die Pyroxene der Augitgranite dem bloßen Auge nicht deutlich sind.

Von sonstigen Mineralien trifft man noch gelbgrüne Partien von Epidot, einzelne pechartige, auch rötliche Körner von Orthit, kleine Flecken von violettem Flußspat usw. Der große Mineralreichtum aber, den man bei Graniten oft erwähnt findet, gehört nicht diesen, sondern den Pegmatiten an. Eine besondere Rolle spielt noch der Turmalin, in größeren oder kleineren, strahligen, schwarzen, von Quarz durchwachsenen «Sonnen», wohl stets sekundär durch Fumarolen zugeführt, ferner Granat und Kordierit, oft in recht großen Kristallen — letzterer häufig zu Pinit zersetzt —, die namentlich in den Randzonen der Massive infolge von Auflösung von Bestandteilen des Nebengesteins auftreten.

Die Beschaffenheit der Granite ist gewöhnlich mittelkörnig und oft über weite Gebiete außerordentlich gleichmäßig; porphyrartige Ausbildung ist in Randzonen und Gängen, aber auch in kleinen

Stöcken verbreitet; manche Granite sind etwas drusig, weitaus die meisten kompakt und sehr verbandfest. Parallelstrukturen mannigfacher Art sind verbreitet; besonders da, wo Einschlüsse von granitischem Magma umschlossen wurden, stellt sich gern eine streifige Beschaffenheit des ganzen Gesteins ein. Eine etwas andere Bedeutung scheint die Schieferung des Zentralgranits oder Protogins der Alpen zu haben, in welchen sie auch ohne solche Einschlüsse in vorzüglicher Ausbildung auftritt. Die ganze Beschaffenheit des Gesteins weist dort auf seine Kristallisation während der Spannung des sich faltenden Gebirges, und die parallele Lage der Glimmer senkrecht zur Richtung dieses Druckes dürfte auf dieselbe Ursache zurückzuführen sein.

Einschlüsse mannigfacher Art sind weit verbreitet; Schiefereinschlüsse mit deutlichen Injektionsadern (Fig. 61) in den verschiedenartigsten Dimensionen sind fast überall vorhanden, bald noch deutlich erkennbar, bald mehr zu rundlichen, dunkeln Flecken resorbiert. Kuglige Strukturen mit konzentrischem Aufbau trifft man im Kugelgranit, dunkle Glimmerputzen im Pudding granit, und allenthalben verbreitet sind aplitische und pegmatitische Gänge.

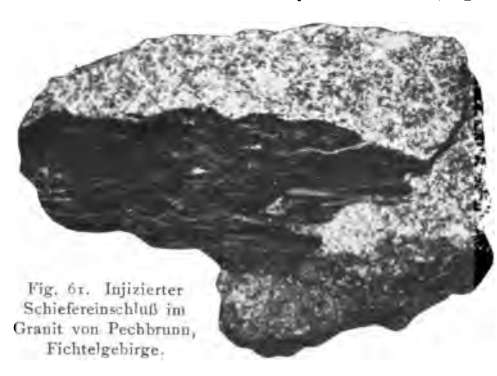


Fig. 61. Injizierter Schiefereinschluß im Granit von Pechbrunn, Fichtelgebirge.

In den Randzonen wird das Gestein meist feinerkörnig, manchmal aber auch sehr grob; es wird häufig glimmerärmer, in andern Fällen wieder deutlich lamprophyrisch, wobei allerdings gewöhnlich eine teilweise Resorption des Nebengesteins mit in Frage kommen dürfte.

Die Verwitterung des Granites folgt den versteckten Absonderungsformen: das Gestein wird zu rostigem Grus, innerhalb

dessen große gerundete Blöcke noch frischen Gesteins vorhanden sind, die nach Wegführung des lockern Schuttes als Felsenmeere zurückbleiben (Fig. 62). Schließlich werden auch diese zu Sand, und zahlreiche Granitterritorien sind bis in ziemliche Tiefen völlig versandet. Auf Klüften, welche Granite durchsetzen, trifft man öfter typische Reibungsbrekzien, die entweder ein glänzendes, dem Serizitschiefer ähnliches Aussehen haben oder wie die Pfahlschiefer im *Bayrischen Wald* ganz dicht sind und mattem Tonstein gleichen.

Geologische Verhältnisse. Unter allen Eruptivgesteinen sind die Granite die verbreitetsten und



Fig. 62. Wollsäcke von Granit. Felsenmeer der Luisenburg bei Wunsiedel, Fichtelgebirge. (Phot. Apotheker Lipold, früher in Wunsiedel.)

so sehr vorherrschend, daß man ohne großen Fehler die mittlere Zusammensetzung der festen Erdrinde mit jener der Granite identifizieren darf. Einzelne einheitliche Granitgebiete umfassen Hunderte, ja viele Tausende von Quadratkilometern, und wo verhältnismäßig kleine Massen von Granit, wie in zahlreichen unserer Mittelgebirge, vorhanden sind, pflegen diese stets in größerer Anzahl beisammen zu sein, beweisend, daß man es nur mit den Ausläufern einer in der Tiefe ruhenden, mächtigen Granitmasse zu tun hat.

Die gewaltigsten Massive sind in Form von Lagern ausgebildet, welche im allgemeinen die innere Achse der Faltengebirge einnehmen und deren höchste Erhebungen bilden, die andernteils namentlich in unsern Mittelgebirgen dem Hauptstreichen parallel in zahlloser Wiederholung auftreten.

Die Klüftung und Schieferung des Granits und seiner Kontaktgesteine fällt dann zum Teil gegen den zentralen Kern zu ein, einen charakteristischen Fächer darstellend, oder sie fallen den Randzonen zu und stellen die oberflächlichen Teile des wohl stets in nicht unbedeutender Tiefe erstarrten Gesteins dar. Das schwebende Dach solcher Lager ist nicht selten in großer Vollkommenheit erhalten oder es ist in das Magma hineingeblättert und tritt in der Form injizierter Schiefer entgegen. Die Intrusivlager gehen über in eigentliche Lakkolithe, welche die überlagernden Schichten emporgehoben und oft in mannigfaltiger Weise zerrissen haben.

Gleichfalls sehr bezeichnend ist das Vorkommen in mächtigen Stöcken, welche im allgemeinen nicht die Bedeutung der Lager erreichen, wenn ihre Masse auch sehr häufig noch ungemein groß ist. Sie ordnen sich gerne auf Dislokationsklüften zu ausgesprochenen Reihen an.

Durch die Gewalt, mit welcher die bedeutenden Massen von Schmelzfluß sich zwischen den Schiefern Bahn geschaffen haben, trifft man nicht selten eine intensive Zertrümmerung des Nebengesteins, welche zu vereinzelten Schiefereinschlüssen im Zentrum, zu eigentlichen Kontaktbrekzien am Rande der Massive führt, und man findet, von der granitischen Masse ausgehend und mit der Entfernung von derselben abnehmend, besonders intensive Faltung und Fältelung des Nebengesteins, dessen mechanische Umformung im allgemeinen mit diesem Akt des Eindringens und vor der kontaktmetamorphen Umbildung abgeschlossen war.

Granitische Gebiete sind zum Teil Tafelländer mit ganz flachen Hügeln oder Mittelgebirge, in welchen gleichfalls wenig steile Böschungen vorwiegen. Besonders bezeichnend sind runde Hügel, öfters von plattigen Felszinnen gekrönt. Breite Täler, moorige und sumpfige Niederungen sind weit verbreitet, und namentlich da, wo die sandige Verwitterung des Granits bis in bedeutende Tiefen sich fortsetzt, sind anstehende Felsen selten zu treffen. Nur die Sandgruben, welche für die Mörtelbereitung hin und wieder geöffnet sind,

dienen dann bei der geologischen Aufnahme als Anhaltspunkte.

Im Gegensatze zu dem letzteren Verhältnis steht die Erscheinungsform des Granits in *Skandinavien*, wo durch die mächtige Inlandeismasse der Glazialzeit all das Verwitterungsmaterial langandauernder geologischer Perioden von den uralten Graniten entfernt wurde und nun der kaum oder gar nicht bedeckte, zu Rundhöckern abgeschliffene granitische Fels in vollendeter Frische die Oberfläche erreicht.

Die schiefrigen Zentralgranite der *Alpen* zeichnen sich durch besonders schroffe Formen aus, und der Name *Aiguilles* (Nadeln) bezieht sich vorherrschend auf das Aussehen der aus schiefrigem Zentralgranit bestehenden Spitzen. Bemerkenswert ist auch der feinsandige Zerfall des Zentralgranits bei seiner Verwitterung, welcher so außerordentlich zu der Versandung der Hochalpentäler beiträgt. Die Gesteine selbst sind trotz der kühnen Formen, in welchen sie emporragen, oft bis in die Tiefe vermorscht.

Auch in der Wüste sind die Granitlandschaften sehr großartig. Die Schroffheit der Felswände, welche vom Sand völlig glattgescheuert sind, die mächtigen, unter der Einwirkung der Insolation gesprungenen Felsblöcke charakterisieren hier die granitischen Gebiete.

Daß es ausgedehnte Granite von präkambrischem Alter gibt, kann nicht zweifelhaft sein, da nicht selten schon das Kambrium transgredierend auf Granit lagert. In den *deutschen Mittelgebirgen* beobachtet man den Granit häufig in Stöcken und Gängen innerhalb paläozoischer Schichten. Jünger sind im allgemeinen die Granite der jungen Faltengebirge: in den *Alpen* trifft man noch jurassische, Belemniten führende Schichten, von dem Zentralgranit kontaktmetamorph verändert; in den *Pyrenäen* sind stellenweise noch Kreidekalke von Granit durchsetzt und marmorisiert; in den *Anden* endlich sind die unzweifelhaft tertiären Liparite an den tiefsten zugänglichen Stellen als eigentliche Granite ausgebildet (Andengranit), ja es treten selbst Apophysen echter körniger Granite in den porphyrisch ausgebildeten, jungvulkanischen Gesteinen auf, an deren tertiärem Alter kein Zweifel möglich ist.

Granulit.

Äußere Beschaffenheit. Als Granulit oder Weißstein wurden zuerst dichte, oft geradezu felsitartige, meist wohlgebänderte (Fig. 63) und öfter auch etwas schiefrige Gesteine bezeichnet, aus deren mehr oder minder rein weißer Hauptmasse sich gewöhnlich zahlreiche kleine, rote Granaten lebhaft abheben, Granatgranulit. Diese Gesteine, welche in *Mähren, Böhmen* und *Sachsen* in ausgedehnten Lagermassen vorkommen, wurden wegen ihres hier meist sehr ausgeprägten schichtigen Habitus als lokale Fazies eines Teils der Gneisformation angesehen. Gümbel identifizierte mit diesen Vorkommnissen petrographisch sehr ähnliche Gesteine aus der *Oberpfalz*, welche aber gewöhnlich in



Fig. 63. Gebänderter Granulit. Tirschheim bei Glauchau in Sachsen. (Nach J. Lehmann.)

Gängen auftreten und echte, Granat führende oder -freie Aplite sind; ähnlich sind auch die als Granulit beschriebenen Gesteine der *Alpen*.

Im Laufe der Zeit hat der Name Granulit seine eigentliche petrographische Bedeutung mehr und mehr eingebüßt und ist zu einem geologischen Begriff geworden. Der Weißstein, in den typischen Vorkommnissen ein durchaus glimmerfreies Quarzfeldspataggregat mit Granat, nimmt lagenweise unter Verschwinden des Granats Biotit auf und geht in Biotitgranulit über, in welchem die dichte Beschaffenheit des normalen Granulits einer mehr körnigen Platz macht, Gneisgranulit. An Stelle des Orthoklases tritt ferner Plagioklas ein, und schließlich entwickeln sich eigentliche Plagioklas-Augitgesteine, makroskopisch einem Trapp völlig gleichend, die sog. Trappgranulite.

Alle die für das *sächsische Granulitgebirge* charakteristischen Erscheinungen wiederholen sich in großen Zügen in den mächtigen Massiven der Insel *Ceylon* und der benachbarten Teile *Indiens,* wo aber der dichten und schichtigen Beschaffenheit der bisher beschriebenen Abarten durchaus massige, meist völlig richtungslose und öfter recht grobkörnige Gesteine gegenüberstehen. Von den manchmal mit erbsengroßen Granaten durchspickten, meist etwas lichtrötlichen, mittelkörnigen Granatgranuliten bis zu den trappähnlichen Bildungen, welche hier als Charnockit bezeichnet wurden, trifft man jeden Übergang.

Einlagerungen mannigfacher Gesteine, einesteils von eigentlichen Graniten oder von Serpentin, welch letzterer wohl den Charakter der am meisten basischen Spaltungsprodukte dieses offenbar besonders leicht zerfallenden Magmas an sich trägt, andernteils von normalen Kontaktgesteinen, sind in den asiatischen wie in den europäischen Vorkommnissen vorhanden.

Mineralische Zusammensetzung. Wie aus obigem hervorgeht, ist die Zusammensetzung der als Granulit bezeichneten Gesteine sehr wechselnd; in den europäischen Vorkommnissen erkennt man mit bloßem Auge fast ausschließlich zufällige Nebengemengteile, wie den Granat, den Disthen, den Spinell, während die Hauptmasse des Gesteins nur durch ihre vom reinsten Weiß bis zu völligem Schwarz variierende Färbung und ihr damit wechselndes spezifisches Gewicht einen Anhaltspunkt für die Bestimmung gibt, welche erst unter dem Mikroskop möglich ist. Die indischen Granulite sind etwas deutlicher bestimmbar, und besonders ist die adularartige Frische der oft recht großen Feldspatindividuen hervorzuheben, die mit lebhaft irisierenden Spaltflächen kräftig abstechen. Bemerkt mag noch werden, daß die sog. Turmalingranulite fast stets gangförmig auftreten und stets eigentliche Granitaplite sind.

Geologische Verhältnisse. Das *sächsische* Granulitgebirge bildet eine 50 × 20 *km* große elliptische Masse, innerhalb deren außer der mannigfaltigen Serie der Granulite selbst noch zahlreiche Einlagerungen ausgeschieden werden, während ihre Umgebung von glimmerschiefer- bis phyllitähnlicher Beschaffenheit mit hervortretender Bildung von Knotenschiefern, Fleckschiefern, Garbenschiefern, ja eigentlichen Hornfelsen den normalen Habitus einer kontaktmetamorphen Zone darbietet, in welcher außerdem noch gangförmige Granulitapophysen von nicht geringer Mächtigkeit auftreten.

Etwas modifiziert sind die Verhältnisse in *Indien.* Auch hier sind es zum Teil recht mächtige stockförmige Massen, welche Schichtgesteine durchbrochen und umgewandelt haben. Zahlreiche

Pegmatite sind hier wie dort vorhanden, in *Ceylon* speziell mit der schimmernden Feldspatvarietät, welche als Mondstein bezeichnet wird. Die durchbrochenen Gesteine waren aber nicht wie in Sachsen vorherrschend Tonschiefer, sondern Kalke und Dolomite; man trifft daher auch innerhalb der Granulitmassive selbst langgezogene Streifen von Kalk und Dolomit mit mannigfachen, oft ungemein großartig entwickelten Kontaktmineralien, übergehend in eigentliche Kalksilikatfelse.

Was das geologische Alter betrifft, so sind die Granulite *Sachsens* vermutlich recht alt, etwa paläozoisch, jene *Indiens* dagegen scheinen einer jüngeren, wenn auch bis heute nicht bestimmbaren geologischen Periode anzugehören.

Liparit und Quarzporphyr.

Äußere Beschaffenheit. Liparit und Quarzporphyr zeigen gewöhnlich die porphyrische Struktur besonders ausgezeichnet (Titelbild, b); doch sind sie wohl nie so großporphyrisch wie gewisse Granitporphyre. Liparite sind frische, gewöhnlich sehr lichte, oft ganz weiße Gesteine mit rauhem Bruch, deren Feldspateinsprenglinge Sanidinhabitus aufweisen, und deren vereinzelte Biotitplättchen glänzend und elastisch sind. Quarzporphyr nennt man dagegen die unfrischen Vorkommnisse mit meist kräftiger Farbe, rot, gelb, braun, violett, grünlich etc., deren Feldspateinsprenglinge gewöhnlich matter sind, während der dunkle Bestandteil häufig ganz unkenntlich geworden ist. Sie sind, abgesehen von den ganz zersetzten Tonsteinporphyren mit ihrem fast erdigen Bruch und ihrer oft fleckigen Färbung (Fleckenporphyr), viel kompakter als die Liparite. Man unterscheidet bei den Quarzporphyren nach der Art des Bruches die Feldsteinporphyre mit mattem, steinartigem Bruch und meist kräftiger Farbe von den lichteren Hornsteinporphyren mit öfter glänzendem, muschelig-splittrigem Bruch und äußerlich völlig dichtem Gefüge.

Glasige Ausbildungsformen haben besonders weite Verbreitung; die meisten Gesteinsgläser entsprechen diesen kieselsäurereichsten Gesteinen. Vor-

herrschend oder ausschließlich aus Glas bestehen: der meist sammetschwarze, wasserfreie Obsidian mit sehr vollkommen muschligem Bruch (Fig. 64), ferner der uneben bis kugelig brechende, oft sehr wasserreiche (bis ca 10 % H_2O) Pechstein, der gewöhnlich lichter und häufig bunt, rot oder grünlich gefärbt ist. Die kleinkugelig brechenden Perlite von meist lichtgrauer Farbe haben mittleren Wassergehalt. Abgesehen von deutlich entwickelten Einsprenglingen, welche im Pechsteinporphyr hervortreten, sind besonders sphärolithische Entglasungsprodukte weit verbreitet, oft zu parallelen Lagen und Bändern angeordnet. Hierher gehören auch die bis metergroßen, radialen Lithophysen, die gewöhnlich stark kavernös sind. Zahlreiche Obsidiane gehen über in die porösen, ganz lichtgrauen Bimssteine, welche übrigens auch durch starkes Erhitzen derselben künstlich hervorgebracht werden können und sich besonders in losen Blöcken als Auswürflinge finden. Der weiten Verbreitung der glasreichen Formen bei den jüngeren Vorkommnissen steht ihre verhältnismäßige Seltenheit bei den älteren gegenüber. Dort treten an ihre Stelle matte, steinartig brechende, fast oder ganz einsprenglingsfreie Gesteine, welche man als Felsit (Hälleflinta) bezeichnet hat, die auch Sphärolithe in fluidaler Anordnung, Lithophysen etc. enthalten und umgewandelte Obsidiane und Pechsteine sind.



Fig. 64. Obsidian, Island. Muschliger Bruch. (1/2 nat. Gr.)

Grundmasse und Einsprenglinge stehen bei diesen porphyrischen Gesteinen in sehr wechselndem Verhältnis. Sehr einsprenglingsreiche Porphyre sind äußerlich körnigen Gesteinen nicht unähnlich, Kristallporphyr.

Mineralische Zusammensetzung. Unter den Einsprenglingen treten Orthoklas und Plagioklas meist größer hervor als der Quarz, der in einzelnen Fällen auch gar nicht zur Ausscheidung kam. Aus ganz frischen Gesteinen wie aus stark zersetzten löst sich beim Zerschlagen der Quarz oft in den charakteristischen Doppelpyramiden heraus; in den kompakten Gesteinen dagegen bricht er muschelig durch und zeigt dann meist rauchbraune, seltener violblaue Farbe.

Unter den Feldspateinsprenglingen herrscht bald Orthoklas bald auch Plagioklas, in den frischen Vorkommnissen vom Habitus des Sanidins, im Quarzporphyr mehr oder minder matt. Die Kristallform ist die gewöhnliche, die Färbung wechselnd wie im Granit, und im allgemeinen kann man mit bloßem Auge die beiden Feldspate nicht voneinander unterscheiden. Auch ändert sich mit dem Vorherrschen des Plagioklases der Gesteinshabitus nur wenig.

Der dunkle Gemengteil tritt sehr zurück, einzelne, meist wenig glänzende Biotittäfelchen oder braune Hornblendenadeln sind gewöhnlich vorhanden, in den Quarzporphyren meist zu matten, schmutzig grünen Aggregaten geworden. Am frischesten sind sie in den glasreichen Varietäten. Als Nebengemengteile treten nicht allzu selten auf: Kordierit, oft in Pinit umgewandelt, und Granat; selten ist Turmalin.

Ebenso wie beim Granit finden sich verschiedene Umwandlungsformen; hier soll nur auf die Kaolinbildung hingewiesen werden, der die Quarzporphyre ebenso in lokalen, aber in die Tiefe gehenden Putzen erliegen wie die Granite. In den zersetzten Gesteinen sieht man öfter einen Gehalt an Schwefelkies sowie Turmalin führende Hornsteingänge. Gegenüber der atmosphärischen Verwitterung stellen namentlich die kompakten Quarzporphyre sehr widerstandsfähige Gesteine dar.

Fluidalstruktur ist bei Quarzporphyr öfter sichtbar: bald in der Anordnung der Einsprenglinge oder der Sphärolithe zu Bändern hervortretend, bald in der schlierigen Beschaffenheit des Glases begründet und dann im frischen Gestein wenig deutlich, aber sehr hervortretend in den umgewandelten Felsiten (Fig. 6, S. 11), so namentlich auch in der gebänderten Hälleflinta. Plattige Absonderung (Fig 65) ist sehr verbreitet, seltener eine solche in Säulen oder in schiefwinklige Klötze. Sie geben der Landschaft oft ein sehr groteskes Gepräge.



Fig. 65. Plattige Absonderung von Quarzporphyr. Eggental bei Bozen.

Bemerkenswert ist schließlich noch der Übergang massiger Quarzporphyre in dünnschiefrige, seidenglänzende, öfter silberweiße Serizitschiefer, die an zahlreichen Orten, besonders in den *Alpen*, zu beobachten ist. Dieser Übergang tritt manchmal zusammen mit intensiven Zermalmungen der Gesteinskomponenten auf; in andern Fällen fehlt aber auch unter dem Mikroskop jedes Anzeichen einer mechanischen Einwirkung, und besonders die gerundeten Quarzeinsprenglinge treten dann in vorzüglicher Erhaltung als kleine Knoten in der schiefrigen Masse hervor, den Ursprung des Gesteins deutlich verratend.

Vorkommen und geologisches Alter. Unter den Ergußgesteinen bildet der Quarzporphyr die ausgedehntesten und mächtigsten Massen, welchen nur noch das basischste, der Trapp, in Bezug auf Größe einigermaßen nahekommt. Ströme, zu gewaltigen Decken ausgedehnt, sind die gewöhnlichste Form der bedeutenderen Quarzporphyrmassen, welche häufig von ungemein mächtigen Tuffablagerungen begleitet werden, die öfters weitgehend zersetzt und dann schwer

von ähnlich verändertem Porphyr zu unterscheiden sind. Eines der großartigsten Gebiete ist jenes von *Bozen,* wo bis 1000 *m* mächtige Decken über 1000 *qkm* einnahmen. Ungemein gewaltig sind auch die wohlausgebildeten Liparitströme der *nordwestlichen Vereinigten Staaten,* welche noch ausgedehntere Gebiete bedecken.

Der Obsidian mit seinen verschiedenen Ausbildungsformen bildet namentlich gern eine Blocklava an der Oberfläche der Ströme; Perlit und Pechstein finden sich mehr an deren Unterseite oder in Form von Gängen; sie sind besonders bezeichnende «Ganggesteine» und als solche äquivalent den Granitapliten. Wasserarme Gläser bilden auch selbständige, in ihrer ganzen Masse einheitliche Decken und Ströme von nicht unbedeutender Mächtigkeit, in welchen öfters Lagen von kompaktem Glas wechseln mit Bimsstein und den verschiedensten, an Einsprenglingen armen Ausbildungsformen. Im allgemeinen zeigen die inneren Teile der Quarzporphyrströme eine höher kristallinische Entwicklung, man findet aber auch das umgekehrte Verhältnis.

Was das geologische Alter der Quarzporphyre und Liparite betrifft, so finden sich solche in allen geologischen Perioden. Ihre bedeutendste Entwicklung erreichen die hierher gehörigen Gesteine in *Deutschland* und in den *Alpen* im Karbon und Perm, in *Großbritannien* im Silur und außerdem namentlich im Tertiär, wohin die *ungarischen* und *nordamerikanischen* usw. Ergüsse gehören. Rezente Vulkane scheinen nirgends derartige saure Laven zu liefern.

Wo, wie z. B. in *Ungarn,* ganze Serien von Eruptionen sich verfolgen lassen, findet man im allgemeinen, daß die Andesite die ältesten sind, denen trachytische Ergüsse folgen; diese führen dann zu liparitischen hinüber, und den Schluß bilden meist untergeordnete Basalte. Anders ist es auf *Island,* wo die ausgedehnten Trappdecken von massenhaften, aber meist schmalen Liparitgängen durchsetzt werden, denen wieder seltenere Basaltgänge folgen.

Syenit.

Äußere Beschaffenheit. Syenite heißen die körnigen Orthoklasgesteine, in welchen Quarz fehlt

oder nur akzessorisch vorhanden ist. Ihre Farbe ist durch die des vorherrschenden Feldspats bestimmt: rot bis violett, gelblich oder weiß, aber stets licht.

Von den eigentlichen Syeniten werden die plagioklasreichen Monzonite getrennt, eine Reihe äußerst wechselnder Gesteine, welche in schlierigem Verband miteinander auftreten, und die von eigentlich syenitischen Gesteinen von meist lichtgrauer Farbe mit Orthoklas und Plagioklas in etwa gleicher Menge a's weitaus herrschenden Bestandteilen, Monzonisyenit, bis zu völlig schwarzen Gesteinen führen, in denen Feldspat manchmal kaum mehr vorhanden ist, Monzonihypersthenit. In den typischen Vorkommnissen am *Monzoni* treten in weitester Verbreitung neben dem wichtigsten basischen Gemengteil, dem Augit, Augitsyenit zum Teil, größere zusammenhängende, aber von den übrigen Gesteinsgemengteilen ganz durchlöcherte Biotitplättchen auf. Anderntells wurde der Name Augitsyenit auch angewandt für die entsprechenden Natrongesteine, die durch ihren Gehalt an Natronpyroxen wie durch ihre geologischen Beziehungen zum Nephelinsyenit charakterisiert sind.

Die eigentlichen Syenite sind im allgemeinen mittelkörnige, recht gleichmäßige Gesteine. Das basische Mineral, in der Hauptsache Hornblende, Hornblendesyenit, ist meist in größerer Menge vorhanden als im Granit und in dem noch weit vorherrschenden Feldspataggregat, welches die Farbe des Gesteins bestimmt, richtungslos verteilt; doch erscheinen, wenn auch seltener wie beim Granit, alle Stadien einer parallelen Anordnung, Syenitgneis. Glimmersyenite sind weniger verbreitet und nehmen gern einen dunkeln, lamprophyrischen Habitus an; Pyroxen- resp. Augitsyenite sind auch als Fazies der normalen Syenite bekannt.

Mineralische Zusammensetzung. Die Syenite sind in mineralischer Beziehung auf das engste mit den Graniten verbunden, von denen sie häufig nur eine Fazies darstellen, verbunden durch die Zwischenglieder der quarzarmen Syenitgranite. Der Feldspat zeigt alle Erscheinungen wie im Granit, nur bildet er selten größere Einsprenglinge; auch das Verhältnis von Orthoklas zu Plagioklas ist ähnlich. Besonders wechselnd, makroskopisch aber nicht festzustellen, ist es in den Monzoniten. Hornblende und

Biotit haben gleichfalls die Ausbildung wie im Granit, doch ist hier reichlichere Epidotbildung verbreitet; Muskowit fehlt als primäres Mineral, findet sich aber in der Ausbildung des Serizits in mechanisch veränderten Gesteinen, besonders der syenitischen Fazies des Zentralgranits. Die im normalen Syenit seltenen, im Monzonit herrschenden Pyroxene erscheinen in schwarzen, schwer bestimmbaren Körnern.

Häufig treten die briefkuvertähnlichen, braunen Kristalle von Titanit in großer Menge schon makroskopisch hervor, auch trifft man Granat, diesen wieder besonders gerne in den oft lamprophyrartig entwickelten Randzonen, ferner pechglänzenden Orthit, etwas Schwefelkies usw.

Die Struktur der Syenite ist jene des Granits. Taflig entwickelte Feldspate ordnen sich manchmal in ausgesprochen fluidaler Weise an, und auch im übrigen erscheinen die verschiedenen Formen paralleler Strukturen. Auch in Bezug auf Absonderung und Klüftung, auf Verwitterungsformen, Ausscheidungen, Einschlüsse, Gänge usw. kann auf das beim Granit Gesagte verwiesen werden.

Geologische Verhältnisse. Gegenüber der geologischen Bedeutung des Granits tritt jene des Syenits in den Hintergrund. Er bildet lokal selbständige, meist kleine Stöcke, ist aber als lokale Fazies von Granit verbreiteter. So verlaufen die Granite der Umgegend von *Meißen* allmählich in die Syenite des *Plauenschen Grundes*. Gangförmige Vorkommnisse von Syenit sind nicht häufig, aber öfters auf weitere Entfernung zu verfolgen. Sie besitzen meist ein ziemlich feines Korn und gehen in völlig dichte Gesteine über, welche oft recht stark zu Grünstein zersetzt sind. Einschlüsse des Nebengesteins sind hier häufig. Die meisten gangförmigen Vorkommnisse von Glimmersyenit aber, welche in der Literatur erwähnt werden, gehören zu den echten Lamprophyren, speziell zu den Minetten. Über das geologische Alter der Syenite gilt das beim Granit Gesagte: Syenite von postkretazeischem Alter sind z. B. aus den *Pyrenäen* und dem *ungarischen Erzgebirge* bekannt.

Während zahlreiche Vorkommnisse von Syenit nichts weiter sind als eine Fazies von Granit, haben die Monzonite eine

selbständige Stellung. Bemerkenswert ist, daß in verschiedenen Vorkommnissen die Monzonite begleitet werden von untergeordneten Massen nephelinführender Gesteine, in welchen gewisse Beziehungen zu den Natrongesteinen nicht zu verkennen sind, von denen sie sich aber durch den stark hervortretenden Kalkgehalt unterscheiden. Was das geologische Alter der Monzonite betrifft, so haben jene des *Monzoni* triassische Schichten durchbrochen und in großartigem Maßstab kontaktmetamorph verändert; jene *Montanas* sind ebenso wie die Banatite *Südungarns* noch durch viel jüngere Schichten hindurchgedrungen, nämlich durch Kreide, welche ebenfalls in schönster Weise metamorphisiert erscheint.

Trachyt und Orthoklasporphyr.

Äußere Beschaffenheit. Trachyt und Orthoklasporphyr unterscheiden sich äußerlich in sehr bedeutendem Maße. Die Trachyte sind in ihren normalen Vorkommnissen lichte, graue, gelbe oder rötliche Gesteine mit deutlicher Porphyrstruktur und meist sehr rauhem Bruch, welcher auf einer feinblasigen Ausbildung der Grundmasse beruht. Sie neigen zu kavernöser Beschaffenheit und zeigen nicht allzu selten Mineralneubildungen auf den Hohlräumen, namentlich solche von Tridymit. Die größten Einsprenglinge gehören meist dem Sanidin an; jene des Plagioklases sind gewöhnlich viel kleiner, desgleichen die meist sehr vereinzelten Individuen von Biotit, Hornblende, Hypersthen oder Augit. Das Mengenverhältnis von Einsprenglingen zur Grundmasse ist sehr wechselnd, von fast körnigem Aussehen bis zu gleichmäßig dichten oder fast bimssteinähnlichen und dann meist lichtgrauen Gesteinen.

Ganz anders ist die Erscheinungsform der Orthoklasporphyre: matte, gelbliche oder rötliche Einsprenglinge von Orthoklas treten an die Stelle des glänzenden Sanidins, das dunkle Mineral ist meist völlig zersetzt und unkenntlich geworden, und die viel kompaktere Grundmasse, welche trübe, graugrüne oder rotbraune Farben aufweist, hat einen matten,

öfters tonigen Bruch. Die porösen Trachyte sind sehr leicht, oft unter 2,5; etwas schwerer sind die umgewandelten Orthoklasporphyre, bis 2,7.

Es schließen sich auch an diese Gesteine Reihen von Übergängen an: die andesitischen Trachyte werden dunkler, kompakter und nehmen echt andesitischen Habitus an; die phonolithischen Trachyte, öfter mit makroskopisch erkennbarem Sodalith, führen zu den Phonolithen hinüber, mit denen sie meist auch geologisch verbunden sind. Einen besonders eigenartigen Typus stellen die Keratophyre und Quarzkeratophyre dar, die den Orthoklasporphyren äußerlich ähnlich und meist besonders stark umgewandelt sind. Sie gehören chemisch zu den Natrongesteinen, treten aber merkwürdigerweise nicht in geologischem Verband mit solchen auf.

Mineralische Zusammensetzung. Die mineralische Zusammensetzung der Trachyte und Orthoklasporphyre ist sehr einfach. Sanidin resp. Orthoklas in tafligen Karlsbader Zwillingen oder mehr isometrischen, einfachen Kristallen sowie ein meist nicht kalkreicher Plagioklas bilden die Einsprenglinge neben Biotit oder brauner Hornblende. Diese sind in den unfrischen Vorkommnissen in Chlorit oder Karbonate mit Quarz und Rost umgewandelt; Augit als Einsprengling ist in normalen Trachyten selten. Ähnlich wie beim Liparit trifft man auch hier glasige Ausbildung, nur in viel geringerer Verbreitung: die meisten sog. Trachytobsidiane usw. gehören zum Liparit.

Von akzessorischen Mineralien, die manchmal deutlich hervortreten, ist der Titanit in meist lichtgelben Individuen, ferner Granat, Kordierit usw. zu erwähnen. Der als Bestandteil gewöhnlich besonders betonte Tridymit dagegen ist als Neubildung auf Hohlräume der Trachyte beschränkt, in welchen seine weißen, sechsseitigen Tafeln öfter zu beobachten sind.

Charakteristische Absonderung ist bei Trachyten nicht sehr verbreitet; am häufigsten findet sich die säulige. Dagegen trifft man Einschlüsse mannigfacher Art; dieselben sind zum Teil, wie die körnigen, miarolitischen Sanidinite, die vorherrschend aus Sanidin bestehen und namentlich in phonolitischen Trachyten vorkommen, Urausscheidungen aus dem Magma selbst, die sich in der Tiefe gebildet haben. Andernteils sind es Bruchstücke des Nebengesteins, welche zum Teil aus bedeutenden Tiefen stammen und dann normale Kontaktmetamorphose erlitten haben oder erst in höheren Niveaus losgerissen wurden und dann hauptsächlich gefrittet sind.

Entsprechend ihrer porösen Struktur sind Trachyte leicht verwitternde Gesteine, daher kommt auch die Seltenheit wohlerhaltener Strukturen unter den älteren Gesteinen.

Geologische Verhältnisse. Im allgemeinen haben die postmesozoischen Gesteine den Habitus der Trachyte, die prätertiären jenen der Orthoklasporphyre; doch gibt es auch unter letzteren solche, die mit dem frischen Trachyt in jeder Beziehung übereinstimmen. Die Verbreitung der hierher gehörigen Gesteine ist keine allzu bedeutende, doch kennt man sie aus den verschiedensten geologischen Perioden, und auch unter den noch tätigen Vulkanen liefern einige trachytische Laven.

Trachyt und Orthoklasporphyr bilden zum Teil recht ausgedehnte Decken und Ströme, oft begleitet von massenhaften Tuffablagerungen, welche namentlich in den *mittelitalienischen* Vulkangebieten in mannigfaltiger Ausbildung vorhanden sind. Typische Ströme von Trachyt trifft man z. B. im *Montdore,* solche von Orthoklasporphyr im Rotliegenden *Thüringens* und des *Saar-Nahegebietes.* Gänge von Trachyt sind in manchen Trachytgebieten vorhanden, und ebenso ist der Orthoklasporphyr in Gängen nicht allzu selten, wobei sich häufig Übergänge von Syenitporphyr einstellen. Ferner trifft man auch ausgesprochene Kuppen (Fig. 2, S. 7).

II. Plagioklasgesteine.

Quarzdiorit und Diorit.

Äußere Beschaffenheit. Quarzdiorit und Diorit stehen durch Übergänge mit Granit resp. Syenit in Verbindung und entwickeln sich häufig als lokale Fazies dieser Gesteine, manchmal auch von Gabbro. Selbständig treten sie in weniger bedeutenden Lagern oder Stöcken oder in zum Teil recht mächtigen Gängen auf. Wo sie größere Massen bilden, ist ihr Habitus dem der Orthoklasgesteine sehr ähnlich, sie sind mittelkörnig, aus vorherrschendem, weißem Plagioklas und einem dunkeln Mineral mit oder ohne makroskopisch erkennbaren Quarz zusammengesetzt. In den Grenzzonen wie in den Gängen werden sie gerne feinkörnig bis dicht und erscheinen dann makroskopisch lichtgrün, Grünstein, häufig auch mit porphyrischer Struktur, Dioritporphyrit. In den Über-

gangsgliedern zum Granit trifft man Einsprenglinge von Orthoklas, welche sich oft durch besondere Größe und rötliche Farbe von den weißen Plagioklaseinsprenglingen unterscheiden. Das häufigste basische Mineral ist Hornblende, Hornblendediorit, oft teilweise ersetzt durch Biotit, welcher in den Glimmerdioriten die Hauptrolle einnimmt. Muskowit fehlt als primärer Gemengteil. Pyroxene können lokal über die Hornblende überwiegen, und zwar sowohl rhombische, dioritischer Norit, als monokline, Augitdiorit.

Unter den Quarzdioriten sind solche, welche vorherrschend Biotit führen, Quarzglimmerdiorite, nicht allzu selten, doch sind dies stets Vorkommnisse, welche besonders nahe mit den Graniten verwandt und zum Teil eher als Tonalite zu bezeichnen sind.

Mineralische Zusammensetzung. Unter den Mineralien der Diorite ist das wichtigste der Plagioklas, der normalerweise ca $^3/_4$ des ganzen Gesteins ausmacht; er hat dieselbe Beschaffenheit wie im Granit. Selten ist er auch in den dichten, lichtgrünlichgrauen Saussurit umgewandelt. Neben ihm ist häufig etwas Orthoklas vorhanden, und mit dessen Zunahme entwickeln sich die Übergänge in die Orthoklasgesteine. Quarz fehlt selten ganz, tritt aber nur in den granitähnlichsten Quarzdioriten deutlich makroskopisch hervor. Die übrigen Mineralien erscheinen wie im Syenit, nur daß in den stärker umgewandelten Dioriten eine Imprägnation mit Kalkspat beim Betupfen mit Salzsäure öfters deutlich hervortritt und nicht selten durch reichliche Entwicklung dichter Chloritaggregate der bezeichnende Grünsteinhabitus entsteht. Besonders ausgesprochen pflegt der letztere in den Dioritporphyriten zu sein, welche stark getrübte Einsprenglinge von Plagioklas in dichter, grüner Grundmasse aufweisen.

Normale Diorite sind richtungslos körnige Gesteine, häufiger von ziemlich geringer Korngröße; Parallelstrukturen mancherlei Art aber sind weit verbreitet, und manche Diorite sind geradezu gebänderte Gesteine, die man wohl auch als Dioritgneis oder Amphibolit zu den kristallinischen Schiefern gestellt hat. Einschlüsse und Gänge sind dieselben wie im Granit, ebenso die äußere Erscheinungsform der bedeutenderen Massive. Die besonders schöne Ausbildung der Kugeldiorite mag schließlich noch hervorgehoben werden (Fig. 66).

Die in dem Magma ursprünglich vorhandenen mineralbildenden Agentien waren dieselben wie beim Granit, die normale Kontaktmetamorphose an Quarzdioriten und Dioriten verläuft daher in derselben Richtung, nur daß die kräftig wirkenden Agentien, wie Fluor, Bor usw., hier kaum mehr hervortreten. Der Turmalin spielt unter den Neubildungen der Diorite eine geringe Rolle; Topas, Flußspat usw. werden völlig vermißt.

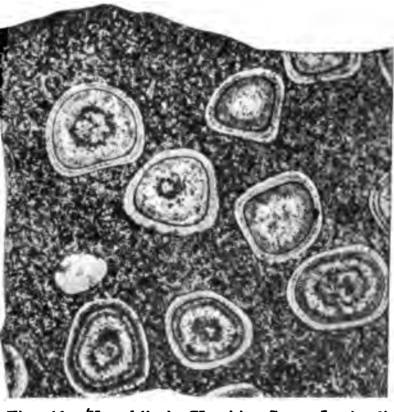


Fig. 66. Kugeldiorit (Korsit). Santa Lucia di Tallano, Korsika. (Phot. Prof. Dr Öbkeke.)

Besonders hervorzuheben ist die Häufigkeit von Erzlagerstätten mannigfacher Art, welche an Diorite und Quarzdiorite gebunden sind; hierher gehört wohl die größte Anzahl der in Verbindung mit sog. Skarn auftretenden Magneteisenlagerstätten, welche meist am Kontakt mit dioritischen Gesteinen innerhalb der umkristallisierten Kalke gebildet wurden, ferner edle Silbererzgänge, Goldgänge und namentlich Kupferkiesgänge mit Zinkblende und Bleiglanz. Die von den Erzgängen durchsetzten Eruptivgesteine sind am Kontakt mit diesen meist stark zersetzt und oft ganz in Kaolin umgewandelt.

Vorkommen und geologisches Alter. Quarzglimmerdiorite von vermutlich paläozoischem Alter mit Übergängen in Norite bilden einen nicht unbedeutenden Stock bei *Klausen* in Südtirol, der durch die Schönheit seiner Kontaktzonen und die Häufigkeit umgewandelter und partiell resorbierter Nebengesteinsbruchstücke in dem Eruptivgestein selbst interessant ist. Andernteils ist namentlich in den *Alpen* eine quarzdioritische und dioritische Fazies des Zentralgranits vorhanden, welche manchmal gneisähnliche Ausbildung besitzt und sich auch analog zum Granit mit einer resorbierten und injizierten Schieferhülle mit dem Nebengestein verflicht.

Gewaltige Dioritstöcke, oft in ihrer ganzen Masse schlierig zerspalten und mit eigentlich schichtigem Habitus, kommen in den *Westalpen* wie in den östlichen *Karpathen* vor. In kleinen Stöcken, öfter reihenförmig angeordnet, trifft man gneisartige Diorite in den *Vogesen;* konkordante Einlagerungen in phyllitähnlichen Schiefern kennt man aus der Zentralzone des *Fichtelgebirges,* und als Randzone von Gabbro findet er sich im *Odenwald.*

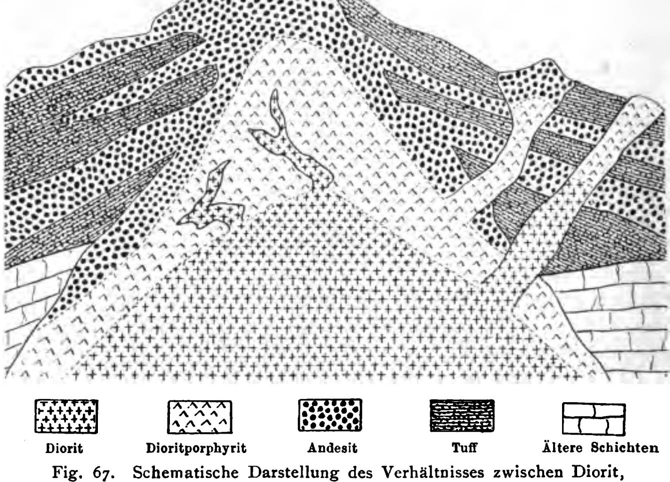


Fig. 67. Schematische Darstellung des Verhältnisses zwischen Diorit, Dioritporphyrit und Andesit.

Gangförmige Diorite meist von recht feinem Korn, das gegen das Salband zu sich noch mehr verdichtet, sind weit verbreitet, teils vereinzelt teils in eigentlichen Gangzügen. In den Gängen greift manchmal eine porphyrische Ausbildung Platz. Solche Gesteine bilden auch kleine Stöcke (*Quenast* in Belgien) und Lakkolithe.

Was das geologische Alter der Quarzdiorite und Diorite betrifft, so kennt man auch diese in allen geologischen Perioden vom Kambrium bis zum Tertiär. Besonders hervorzuheben sind unter den nachweisbar jungen Vorkommnissen die tertiären Andendiorite, welche den inneren Kern der gewaltigen Andesitvulkane

in *Argentinien, Chile* usw. bilden, die überdeckt von mächtigen Tuff- und Lavamassen, eine dioritporphyritische, zum Teil sogar glashaltige, echt andesitische Außenzone besitzen. Da die Verfestigung von außen nach innen vor sich ging, sieht man nicht selten Apophysen des körnigen Diorits in die porphyrische Randzone übergreifen (Fig. 67). Die Altersverhältnisse zu andern Eruptivgesteinen der betreffenden Gebiete sind wechselnd: die Diorite durchadern in *Schweden* den Granit, während im *Odenwald* Granite den Diorit zerrissen und durchbrochen haben.

Gabbro.

Äußere Beschaffenheit. Als Gabbro bezeichnete man früher ausschließlich körnige Aggregate von Plagioklas mit Diallag, welche — im allgemeinen durch grobes Korn ausgezeichnet — den metallisierenden Glanz der derben Diallagindividuen schon makroskopisch deutlich erkennen lassen.

Im Sinne der modernen Gesteinskunde nimmt man den Begriff weiter und faßt als Gabbro alle Gesteine zusammen, welche bei rein körniger Struktur vorherrschend aus einem basischen Plagioklas mit meist recht beträchtlicher Menge des dunkeln Gemengteils, meist Pyroxen, seltener Hornblende oder Glimmer, und reichlichem Erz bestehen, welche durch den melanokraten Charakter, d. h. durch hohes spezifisches Gewicht (um 3,0) und dunkle Farben, sich schon äußerlich von den Dioriten unterscheiden, die anderseits durch das gelegentliche Hervortreten der ophitischen Struktur mit dem Trapp oder Diabas verbunden sind.

Die Gabbrogesteine sind meist sehr kompakt und oft auch bei bedeutender Korngröße sehr zäh; saussuritisierte Vorkommnisse gehören zu den zähesten Gesteinen überhaupt. Grobkörniger Gabbro ist verhältnismäßig häufig, und man sieht dann manchmal neben dem metallisierenden Schiller des Pyroxens das lebhafte Farbenspiel des Labradors, welche dem dunkeln Gesteine ungemein viel Leben verleihen.

Zu bemerken ist, daß die in der Technik so viel verarbeiteten und als norwegischer Labrador bezeichneten grobkörnigen, dunkeln Gesteine nicht hierher, sondern zu den Natronsyeniten gehören. Häufig ist der Plagioklas der Gabbrogesteine auch ganz dunkel, grau, braun oder violett, und dann erscheinen selbst grobkörnige Gesteine fast völlig schwarz; feinkörnige zeigen letztere Farbe stets und werden nach ihren makroskopischen Eigenschaften am besten mit dem Trapp zusammengefaßt, zu welchem sie auch geologisch häufig in inniger Beziehung stehen. Selten sind porphyrartige Ausbildungsformen, dagegen tritt die Verwandtschaft zum Trapp häufig in makroskopisch deutlicher ophitischer Struktur hervor. Neben Gesteinen, deren Feldspat völlig frisch ist, trifft man in besonders weiter Verbreitung saussuritisierte Vorkommnisse mit dem typischen, dichten Bruch. Auch die Bildung von meist lichtgrünem Uralit auf Kosten des Pyroxens ergibt eine bezeichnende Fazies von Uralitgabbro oder Epidiorit, welche wiederum mit schiefrigen Amphiboliten verbunden sind.

Die Gabbro neigen in besonderem Maße zu magmatischer Spaltung, daher die Häufigkeit des Auftretens von Bändergabbro und Flasergabbro, in welchen feldspatreiche Lagen mit solchen abwechseln, die reich an Pyroxen sind. Es entwickeln sich so ferner neben Schlieren grobkörniger Pyroxenite bedeutendere Aggregate von reinem Plagioklas, Anorthosit, die lokal auch kleine Flecken von grünlichem Serpentin enthalten, Forellenstein.

Mineralische Zusammensetzung. Im normalen Gabbro herrscht ein basischer Plagioklas, meist in durchaus regellosen Körnern, der, wenn frisch, häufig tiefbraun ist, und in den grobkörnigen Gesteinen nicht selten die Zwillingslamellierung dem bloßen Auge deutlich zeigt. Meist ist er getrübt und dann graulich bis grünlichweiß und verliert mit dem allmählichen Übergang in Saussurit Spaltbarkeit und Lamellierung völlig. Im Saussuritgabbro tritt die Struktur des Gesteins meist deutlicher hervor als im frischen Gestein, und man trifft namentlich verbreitet Annäherung an die ophitische Struktur. Orthoklas als Nebengemengteil ist selten, ebenso Quarz; beide sind makroskopisch nicht bestimmbar. Auch das Vorhandensein des verhältnismäßig häufigen Olivins ist mit bloßem Auge kaum je festzustellen.

Das charakteristischste dunkle Silikat ist ein nach der Querfläche abgesonderter und meist auch nach dieser tafliger Diallag, der infolge eben dieser tafligen Ausbildung im Bruch meist unverhältnismäßig stark hervortritt. Seine Farbe ist in frischem Zustand bräunlich, oft mit dem charakteristischen, metallisierenden Glanz. Er ist häufig von kompakter Hornblende umwachsen oder

er erscheint faserig und grün infolge beginnender Uralitisierung. An Stelle des Diallags und mit ähnlicher Umwandlung findet sich auch in weitester Verbreitung ein makroskopisch schwarzer, gemeiner, oft titanhaltiger Augit.

Der rhombische Pyroxen, oft neben Diallag und mit demselben lamellar verwachsen oder in ihm als Einschluß, erscheint makroskopisch wie dieser und ist bald Hypersthen, Hyperit, bald Bronzit, Norit. Er wandelt sich häufiger zu parallelschuppigen Aggregaten von sog. Bastit oder zu Talk um. Vom dioritischen Norit unterscheidet die gabbroiden Formen die dunklere Farbe. An Stelle des Pyroxens findet sich in den Bojiten eine primäre, braune bis grünlichbraune Hornblende, welche einen bräunlichen Ton der meist mittelkörnigen, fast schwarzen Gesteine bedingt. Häufig tritt Granat in einzelnen Körnern deutlich hervor, und besonders solche Gesteine hat man von dem eruptiven Gabbro getrennt und zu den kristallinischen Schiefern gestellt.

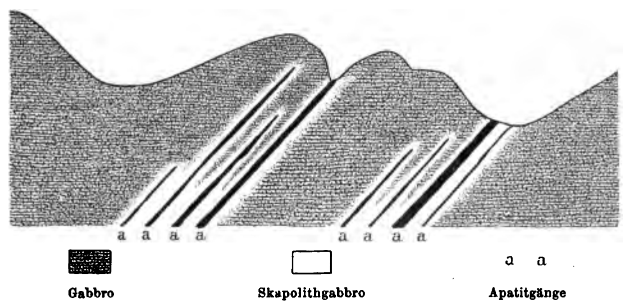


Fig. 68. Apatitgänge mit skapolithisiertem Gabbro. Husaas, Norwegen. (Nach J. H. L. Vogt.)

Der basische Charakter des Gabbro tritt auch in dem Gehalt an Erzen hervor, von welchen Titaneisen oft schon makroskopisch deutlich ist, ja lokal zu mächtigen Erzputzen sich vereinigt hat. Selten erscheint im frischen Gestein Magnetkies, während Schwefelkies auf zersetzte Vorkommnisse, namentlich Grünsteine, beschränkt ist. Auch sonstige nutzbare Lagerstätten trifft man im Zusammenhang mit Gabbro. Es sei nur auf die Apatitgänge *Norwegens* hingewiesen, welche besonders interessant dadurch sind, daß sie den umgebenden Gabbro in einen Skapolithhornblendefels umgewandelt haben (Fig. 68).

Geologische Verhältnisse. Der Gabbro bildet zum Teil ausgezeichnete Stöcke, findet sich aber anderenteils besonders gern in plumpen Linsen, welche randlich in Amphibolite verschiedener Art übergehen, in Gebieten der sog. kristallinischen Schiefer oft in großer Anzahl zusammengehäuft; auch eigentliche aushaltende Lager sind bekannt. Wegen dieser konkordanten Lagerungsverhältnisse einesteils, wegen der innigen Verbindung von normalem Gabbro mit schiefrigen Gesteinen von ganz abweichender Zusammensetzung anderenteils hat man versucht, einen Teil derselben direkt als kristallinische Schiefer zu bezeichnen und dem eruptiven Gabbro gegenüberzustellen. Zahlreiche solcher linsenförmigen Massen, welche im «Gneis» auftreten, sind aus der Tiefe losgerissene, von Granit umgewandelte und teilweise resorbierte Schollen.

Betrachtet man die Verhältnisse im großen, so findet man z. B. an dem Gabbro der Halbinsel *Lizard* in Cornwall alle möglichen schiefrigen Formen, welche man als besonders charakteristisch für den nicht eruptiven Gabbro ansah. Das Vorkommen selbst bildet einen echten Stock mit mannigfachen Apophysen. Wenn man in dem Vorkommen des Lizard aber noch mechanische Deformationen in größerer Ausdehnung verfolgen kann, die solche Parallelstrukturen als sekundär erscheinen lassen könnten, so trifft man auf den inneren *Hebriden* Bändergabbro von tertiärem Alter in vorzüglicher Ausbildung, der von mechanischen Veränderungen völlig unberührt ist. Hier kann kein Zweifel sein, daß echt eruptive Bildungen jenen Charakter primär an sich tragen, den man als typisch für die nicht eruptiven Bildungen aufstellen wollte.

Gangförmige Vorkommnisse von Gabbro sind ziemlich verbreitet, zum Teil als Apophysen von mächtigeren Massen, zum Teil mehr oder minder selbständig. Auch der effussive Trapp nimmt lokal Beschaffenheit und Struktur eines feinkörnigen Gabbros an, so namentlich in den das Silur überlagernden Decken am *Wenërsee* in Schweden, welche sich aus mannigfachen Übergängen von Gabbro und Trapp zusammensetzen und in der Technik als schwarzer schwedischer Granit ausgedehnte Verwendung finden.

In Verbindung mit Granit und durch Übergänge mit diesem verbunden, dann öfter quarz- und orthoklasführend, findet sich

Gabbro im Paläozoikum des *Harzes*. An andern Orten, und zwar häufiger, steht er in Verbindung mit Plagioklasgesteinen resp. Peridotiten. So ist die Paragenesis von Gabbro, Diabas und Serpentin charakteristisch für die meist stark umgewandelten Vorkommnisse *Südeuropas*. Mehr selbständige Stöcke scheinen die Vorkommnisse *Schlesiens* zu sein und ähnlich sind die Stöcke von Bojit an der *bayrisch-böhmischen Grenze*.

Was das geologische Alter betrifft, so findet sich Gabbro in den verschiedenartigsten Formationen, besonders häufig als Einlagerung in den sog. kristallinischen Schiefern einesteils, als Ergebnis tertiärer Eruptionen andernteils. Die ersteren Vorkommnisse, die in ihrem geologischen Alter nicht näher bestimmbar sind, erscheinen im *sächsischen Granulitgebiet* und in der *Oberpfalz*. Beispiele der letzteren sind ungemein verbreitet, besonders in Südost- und Nordwesteuropa; die zahlreichen Gabbros von *Elba, Ligurien* und den *griechischen Inseln* haben den Macigno durchbrochen und eozäne Ablagerungen emporgehoben und metamorphosiert. Die ältesten wie die jüngsten Vorkommnisse von Gabbro zeigen gleichmäßig die verschiedenen Ausbildungsformen und Stadien der Erhaltung, so daß auch hier kein Zusammenhang zwischen petrographischer Beschaffenheit und geologischem Alter hervortritt.

Andesit und Porphyrit.

Äußerer Habitus. Als Porphyrit resp. Andesit bezeichnet man die porphyrischen Plagioklasgesteine, welche dem Diorit und Gabbro entsprechen, die Diabasporphyrite speziell gehören zum Diabas. Von petrographischem Standpunkt ergibt sich wieder als einfachste Unterscheidung: Andesite sind frisch, Porphyrite mehr oder minder stark umgewandelte Gesteine.

Die Quarzandesite oder Dazite zeigen den Habitus der Liparite, nur sind sie meist ärmer an

Quarz. Die Andesite sind im Habitus ziemlich wechselnd. Lichte, graue oder bräunliche Gesteine auf der einen Seite, von den Trachyten nur unterschieden durch das etwas stärkere Hervortreten des dunkeln Minerals unter den Einsprenglingen, schwarze, äußerlich trappähnliche Gebilde auf der andern, in denen aber immer noch Einsprenglinge von Plagioklas eine Rolle spielen, begrenzen die Reihe der Andesite. Der frische Bruch der Grundmasse, welche einerseits nicht die Rauheit des Trachyts, anderseits nicht die Splittrigkeit des Basalts erreicht, ist ebenso bezeichnend wie die unveränderte Beschaffenheit der Einsprenglinge, unter welchen der Plagioklas vorherrscht. Als dunkles Mineral erkennt man auch hier Hornblende, Biotit oder Pyroxen.

Die Porphyrite zeigen dagegen einen ziemlich unfrischen Habitus, welcher in erster Linie in der trüben Beschaffenheit der Einsprenglinge von Plagioklas zum Ausdruck kommt. Je nach der Art der Veränderung der Grundmasse kann man zwei Gruppen unterscheiden. In der einen ist bezeichnend die weitgehende Grünsteinbildung: solche Gesteine erscheinen graulich- bis gelblichgrün und sind im Bruch ungemein kompakt und dicht. Die andere Reihe zeigt dunkelrote bis braune Farben, meist viel weniger kompakten Bruch und wird öfters geradezu tonsteinartig: Tonsteinporphyrit oder Wacke, mit deutlichem Tongeruch. Die porphyrische Beschaffenheit ist an den letzteren Vorkommnissen oft kaum mehr deutlich. Auch bei den Porphyriten kennt man die ganze Reihe von lichten, an meist isometrischen Feldspateinsprenglingen reichen Gesteinen, welche öfters untergeordnet Quarz führen, Quarzporphyrit, bis zu mehr und mehr basischen Gesteinen mit reichlichen Pyroxenkristallen, in denen die Feldspate taflig sind.

Schlackige Formen, bei den Porphyriten als Mandelsteine ausgebildet, sind weit verbreitet;

eigentlich glasige verhältnismäßig selten. Doch treten, namentlich an den Salbändern von Gängen und in Form von Auswürflingen, glasreiche Andesite auf. Das spezifische Gewicht steigt von 2,5 bei den sauersten bis gegen 2,9 und 3,0 bei den basischsten der hierher gehörigen Gesteine.

Mineralische Zusammensetzung. Man unterscheidet makroskopisch in den deutlich porphyrisch ausgebildeten Gesteinen vorherrschend größere Einsprenglinge von Feldspat, deren stets vorhandene Zwillingslamellierung mit bloßem Auge nur selten sichtbar ist. In den Andesiten sind diese Kristalle von sanidinähnlicher Beschaffenheit, frisch und mit lebhaftem Glanz; in den Porphyriten erscheinen sie trüb, weißlich, auch gelblich oder grünlich und gehen nicht selten in die dichten Aggregate von Saussurit über. Andernteils bilden sich schuppige, weiche, weißliche Aggregate, meist unter gleichzeitiger Imprägnation des ganzen Gesteins mit Kalkspat.

Die Einsprenglinge gehören in den sauern Gesteinen meist zu den mittleren Gliedern der Plagioklasreihe und haben dann ziemlich isometrische Formen (Fig. 25, S. 38), in den basischen Gesteinen ist es Labrador oder noch kalkreichere Mischungen, deren Leistenform im Querschnitt die basischen Labradorporphyrite kennzeichnet (Fig. 26, S. 38). Je nach dem in Form von Einsprenglingen auftretenden basischen Mineral unterscheidet man Glimmer-, Hornblende-, Hypersthen- und Augitandesite resp. -porphyrite. Die betreffenden basischen Mineralien erscheinen wie im Trachyt, nur in zahlreicheren Individuen, wobei Glimmer und Hornblende in den sauern, die Pyroxene in den basischen häufiger sind. In gewissen Grünsteinen trifft man schon makroskopisch deutliche Pseudomorphosen von grüner, faseriger Hornblende nach Pyroxen, Uralitporphyrit.

Sonst treten noch lokal dem bloßen Auge sichtbar Granat oder Kordierit hervor, ganz selten auch Olivin und in den Übergängen zum Phonolith beobachtet man blaue Körner von Hauyn, Hauynandesit oder Tephrit.

Der Schwefelkies ist vor allem ein konstanter Bestandteil der Grünsteine und besonders verbreitet in denjenigen Vorkommnissen, welche im Kontakt mit Goldsilbererzgängen durch thermale Einwirkung aus Andesiten hervorgingen und die man mit dem Namen der Propylite bezeichnet hat.

Absonderungserscheinungen sind nicht allzu selten; durch fluidale Anordnung von Biotit- oder Labradortafeln kann eine plattige Spaltbarkeit bedingt sein, häufiger aber ist diese eine

Kontraktionserscheinung (Fig. 69); außerdem trifft man hin und wieder säulige Absonderung, oft mit kugelschaliger Verwitterung. Einschlüsse von gabbroartiger Beschaffenheit, eigentliche Urausscheidungen sowie kontaktmetamorph umgewandelte oder gefrittete Nebengesteinsbruchstücke finden sich hin und wieder.



Fig. 69. Absonderung in steilstehende Platten. Andesit von Büdös, Komitat Háromszek, Ungarn. (Phot. Prof. Dr Schafarzik.)

Geologische Verhältnisse.

Porphyrite und Andesite bilden im allgemeinen keine bedeutenden Massive, sind aber in kleineren Vorkommnissen ungemein verbreitete Gesteine. Den Dioritporphyriten nahestehende Gesteine trifft man hin und wieder in kleinen Stöcken; sie haben meist grünsteinartigen Charakter, nur selten sind es noch frische Andesite wie in den tertiären Lakkolithen der *Henry Mountains* in Utah. Kleine Lager und Gänge mit Gesteinen ähnlicher Beschaffenheit trifft man verbreitet in *Südtirol.* Porphyritgänge von bedeutender Ausdehnung kennt man im Granit der *Lausitz.*

Bei den eigentlich effusiven Typen, die vorherrschend in Form von Decken und Strömen, meist in Begleitung massenhafter Tuffe auftreten, ist der Grünsteinhabitus verhältnismäßig selten, am besten noch ausgeprägt bei den Uralitporphyriten. Die

unfrischen Gesteine zeigen vielmehr vorherrschend braune bis rote Farben. Eine ausgedehnte Decke (11 × 3 *km*) teils von Hornblende- teils von Glimmerporphyrit lagert zwischen *Potschappel* und *Wilsdruff* in Sachsen. Berühmt ist die 400—500 *m* mächtige Porphyritdecke von *Lugano*. Die meisten europäischen Porphyrite gehören ins Permokarbon; jünger, und zwar postkretazeisch, sind jene der *Pyrenäen*.

Dazite und Andesite trifft man in ausgedehnten Massen in *Ungarn* und *Siebenbürgen* sowie in den *Anden*, Gebieten, in welchen die allerverschiedensten Glieder der Reihe miteinander vergesellschaftet und mit Liparit und Trachyt resp. auch mit Basalt zusammen vorkommen. In Ungarn haben sie öfter auch die Form eigentlicher Kuppen, während, abgesehen von den rezenten Andesitvulkanen, die Ströme wohl am schönsten an den Puys der *Auvergne* erhalten sind. Unter den Eruptionsprodukten der rezenten Vulkane sind besonders die basischen Pyroxenandesite ungemein weit verbreitet; seltener sind rezente trachytische Andesite.

Trapp, Diabas und Melaphyr.

Äußere Beschaffenheit. Als Trapp sind hier schwarzbraune bis rein schwarze Gesteine zusammengefaßt, welche ebenso selten grobkörnig als dicht sind und dann gewöhnlich als Dolerit resp. als Basalt bezeichnet wurden, während die normale feinkristallinische Ausbildung den Namen Anamesit führte. Meist lassen sie bei noch deutlich kristallinischem Bruch die einzelnen Bestandteile makroskopisch nicht mehr erkennen.

In den porphyrisch ausgebildeten Gesteinen, den Melaphyren, nähert sich der dichte Bruch der Grundmasse mehr jenem der eigentlichen Basalte. Trotzdem sind auch hier genügend Unterscheidungsmerkmale vorhanden, um die Abtrennung von letz-

teren durchzuführen, welche übrigens bei diesen basischen Gesteinen ebensowenig wie bei allen andern in den Altersbeziehungen gesucht werden dürfen.

Trapp und Melaphyr sind die frischen, unzersetzten Gesteine, deren Grünsteine als Diabas resp. Diabasporphyrit bezeichnet werden, wobei mit der Grünsteinbildung gleichzeitig häufig der Farbenkontrast der lichten und der dunkeln Bestandteile deutlicher hervortritt und die in frischem Zustand gleichmäßig schwarzen Gesteine zu graulichgrünen bis dunkelgrünen Bildungen werden, in welchen bei einigermaßen erheblicher Korngröße die ophitische Struktur namentlich auf polierten Flächen schon makroskopisch deutlich ist (Titelbild, c). Gleichzeitig, und zwar konstant, tritt Schwefelkies als akzessorischer Gemengteil ein, der dem frischen Gestein fehlt. Auch die Diabase sind dem Trapp entsprechend nur selten grobkörnig und wurden dann wohl auch als Gabbrodiabas bezeichnet; ebenso selten sind sie dicht, Diabasaphanit.

Entsprechend dem basischen Gesteinscharakter und dem hohen Erzgehalt sind Trapp und Melaphyr spezifisch sehr schwer, um 3,0; die veränderten Diabase und Diabasporphyrite pflegen um weniges leichter zu sein. Die Melaphyre zeigen in frischem Zustand eine ziemlich dichte, schwarze Grundmasse, aus welcher sich nur selten Einsprenglinge von Feldspat abheben, gewöhnlich erkennt man mit bloßem Auge nur größere Individuen von schwarzem Augit, Augitporphyrit. Schlackige und blasige Formen, Lava, welche im übrigen auch beim Trapp äußerst verbreitet sind,

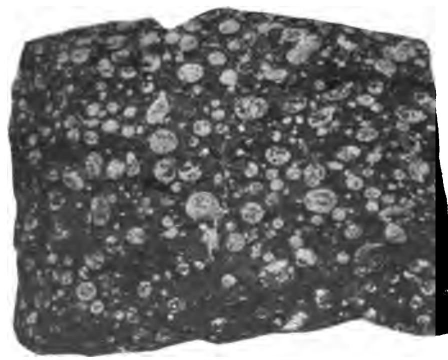


Fig. 70. Melaphyrmandelstein, Oberstein a. N.

trifft man hier in mannigfacher Ausbildung, wobei die aufsteigenden Blasenzüge selbst eine zylindrische Absonderung des Gesteins bewirken können.

Besonders häufig sind die Blasenräume sekundär durch Achat und Amethyst, durch Kalkspat, Zeolithe usw. ausgefüllt, und die Melaphyrmandelsteine (Fig. 70), deren zonar aufgebaute Mandeln die bekanntesten Fundorte für Achat darstellen, sind sehr charakteristisch.

Bemerkenswert ist, daß diese Mannigfaltigkeit der Mandelausfüllung bei den Grünsteinen fehlt, ebenso wie hier auch die einzelnen Mandeln meist geringe Größe haben, Diabasmandelsteine sind fast stets von Kalkspat erfüllt, Kalkdiabas. Als Variolite oder Blatterstein endlich werden emailartig dichte Gesteine bezeichnet, aus deren dunkelgrüner Grundmasse sich lichter oder dunkler gefärbte, etwa erbsengroße, primäre Sphärolithe abheben, welche sich gegenüber dem Hauptgestein durch größere Härte auszeichnen.

Die Grünsteine gehen häufig in Grünschiefer über, in welchen die Struktur mehr oder minder vollkommen verwischt wird; es bedarf dann oft großer Aufmerksamkeit, um die Spuren derselben noch zu erkennen.

So häufig die schlackigen Formen dieser basischen Eruptivgesteine sind, so selten sind hier Gläser; ganz abgesehen davon, daß in den weitgehend veränderten Diabasen die glasige Substanz überhaupt zerstört zu sein pflegt, trifft man auch bei frischem Trapp und Melaphyr Pechstein und Obsidian nur ganz lokal. Es sind dann schwarze, schwere Gläser, welche bald als Salband von Gängen bald als Auswürflinge auftreten.

Mineralische Zusammensetzung. Der basische Charakter der hier betrachteten Gesteine tritt in der Menge des dunkeln Minerals wie der Erzbestandteile deutlich hervor. Der Augit wird zum wichtigsten Gesteinsgemengteil, makroskopisch in frischem Zustand schwarz, mit nicht sehr vollkommener Spaltbarkeit. Nur als Einsprengling zeigt er Kristallform, welche kurzprismatisch ist, sonst bildet er derbe Partien. Mit dem weiteren Zurücktreten des Feldspats nimmt aber auch der Augit wieder deutlichere Form an, so in den plagioklasarmen Pikriten. Stellenweise vorhandener rhombischer Pyroxen ist von ihm nicht zu unterscheiden. Häufiger ist Hornblende, die aber nur sicher erkannt wird, wenn sie grünlich ist; dann ist sie sekundärer Uralit und stets mit Grünsteinbildung verbunden. Ganz selten trifft man auch größere Plättchen von dunklem Biotit.

Der Plagioklas ist im allgemeinen nur in den Diabasen deutlich als solcher kenntlich und durchschneidet in schmalen



Leisten die derben Partien des dunkeln Augits, ophitische Struktur; Einsprenglinge des Minerals sind sehr selten. In frischem Gestein erscheint er schwärzlich, im Grünstein meist grünlichweiß und ist dann trübe, und teils in Saussurit teils in weiche, fast erdige Aggregate umgewandelt, wobei das Gestein von Kalkspat erfüllt wird. Von Erzen tritt das Titaneisen namentlich auf polierter Fläche der frischen Gesteine häufig deutlich hervor; im Diabas erkennt man stets etwas Schwefelkies.

Wo Quarz zur makroskopischen Beobachtung kommt, ist er in einzelnen, gerundeten Quarzaugen ein fremder Einschluß, aus dem zertrümmerten Nebengestein herstammend. Dagegen ist Olivin ein weit verbreiteter, charakteristischer Gemengteil, gewöhnlich nicht allzu reichlich und äußerlich fast nur in den Melaphyren bei einiger Aufmerksamkeit zu entdecken. Im echten Diabas ist er der allgemeinen Umwandlung anheimgefallen.

Manchmal beobachtet man einzelne Granaten; auch das gediegene Eisen in *Grönländer* Trapp ist schon makroskopisch deutlich. Eisenglanz als sekundäre Bildung auf Poren und Klüften ist nicht allzu selten.

Unter den Absonderungsformen ist besonders die säulige zu erwähnen, die bei allen basischen Eruptivgesteinen weit verbreitet und oft in ganz großartiger Ausbildung vorhanden ist (Fig. 71). Beim Diabas ist sie nur sehr selten erhalten, an ihre Stelle tritt dann gern eine polyedrische Zerklüftung. Beide Arten zeigen aber in typischer Weise eine kugelschalige Verwitterung. Auch kugelige Strukturformen primärer Art finden sich, primäre Parallelstrukturen dagegen sind selten.

Geologische Verhältnisse. Die gewaltigsten Effusivmassen nächst dem Quarzporphyr bilden Trapp und Melaphyr. Ein ausgedehntes Gebiet von vorherrschendem Trapp mit zahlreichen von Tuff unterbrochenen, übereinander lagernden Decken zieht sich von *Irland* über die *Hebriden* nach *Island* und *Grönland* hin, an deren Steilküsten die vulkanischen Massen in über hundert Stufen zu Höhen von weit über 1000 *m* emporsteigen. Namentlich die großartigen Säulenbildungen sind bezeichnend für diese Vorkommnisse, welche in der Hauptsache dem Tertiär angehören, in Island aber bis in die Jetztzeit hereinragen. Derselbe Gesteinstypus wiederholt sich im mittleren und nördlichen *England* im Karbon, und auch die an 100 *m*



Fig. 71. Melaphyrsäulen (60 *m* hoch) am Puflatsch, Seisser Alp, Südtirol. (Phot. Dr Pliminger.)

mächtigen Decken im Silur *Schwedens,* welche Hunderte von Quadratkilometern umfassen, haben häufig den ursprünglichen Charakter des Trapps bewahrt.

Der Trappgrünstein, der Diabas, findet sich gleichfalls in sehr beachtenswerten, strom- und deckenförmigen Massen in den verschiedensten geologischen Perioden. Die ausgedehnten Vorkommnisse Mitteldeutschlands, namentlich im *Fichtelgebirge* und im sächsischen *Voigtland,* sind dem Devon eingeschaltete Decken, oft mit reichlicher Tuffbildung. Diesen gegenüber stehen die tertiären Diabase *Oberitaliens,* welche petrographisch von ihnen ebensowenig zu unterscheiden sind wie die der Trias angehörigen Vorkommnisse von *New Jersey* etc.

Der Melaphyr bildet für sich mehr oder minder selbständige Eruptivmassen, so im Rotliegenden des *Saar-Nahegebietes,* wo die an der Oberfläche, manchmal auch an der Unterfläche großblasigen Lavaströme die bekannten Achatmandeln enthalten. Die durch ihre Kupferlagerstätten berühmten Melaphyre am *Lake Superior* bilden von Tuffen begleitete Ströme in der Trias, und derselben Formationsgruppe gehören die ausgedehnten Melaphyrdecken *Südtirols* an. Im Algäu gibt es Vorkommnisse von tertiärem Melaphyr, Algowit, und unter den als Basalt bezeichneten Strömen der verschiedensten Gebiete sind echte Melaphyre gleichfalls nicht selten; ebenso ist der Gesteinstypus unter den Laven unserer tätigen Vulkane, z. B. am *Ätna* und auf *Hawaii,* gewöhnlich. Unter den gangförmigen Vorkommnissen, welche eine ungemein große Verbreitung haben, wiederholen sich die sämtlichen oben angeführten Gesteinstypen.

Metamorphismus der basischen Eruptivgesteine und ihrer Tuffe.

Die basischen Magmen waren bei ihrem Empordringen unzweifelhaft ärmer an Mineralbildnern als die kieselsäurereichen; die physikalischen Verhältnisse bei ihrer Verfestigung glichen mehr einer Kristallisation aus gewöhnlichem Schmelzfluß gegenüber der hydatopyrogenen Bildung der Granite und verwandter Gesteine. Deshalb spielen hydroxylhaltige Mineralien in ersteren nur ganz ausnahmsweise eine Rolle; die Umwandlung des Nebengesteins durch Kontaktmetamorphose an basischen Eruptivgesteinen ist, wenn auch qualitativ im allgemeinen identisch, quantitativ sehr viel geringer, als an sauern Massen. Die Pegmatite, welche bei letzteren fast nie fehlen und oft in so großartigem Maßstab entwickelt sind, erscheinen bei ersteren als ziemliche Ausnahme.

Dieser Unterschied in den physikalischen Bedingungen der beiden Arten von Schmelzen muß dann besonders hervortreten, wenn das schon verfestigte Gestein der einen Art mit einem Schmelzfluß der andern Art in Berührung kommt. Die basischen Eruptivgesteine, fast ausschließlich durch erhöhte Temperatur wirkend und an sich nicht in bedeutenden Massen auftretend, lassen im allgemeinen kaum merkliche Einwirkungen auf Gesteine der andern Gruppe erkennen. Im entgegengesetzten Falle ist aber die Kontaktmetamorphose eine um so intensivere, und die basischen Eruptivgesteine, welche im Kontaktbereich von Graniten z. B. auftreten, erleiden oft noch recht gut erkennbare Veränderungen auf Entfernungen, in denen andere Gesteine kaum mehr beeinflußt sind.

Selbstverständlich ist, wie überall, so auch hier der Grad der Umwandlung abhängig von der Entfernung, weil die von dem Eruptivzentrum ausgehenden Agentien in den am stärksten erhitzten Zonen auch ihre chemische Energie am höchsten entfalten können, und sehr häufig sind in den innersten Kontaktzonen Struktur und mineralische Zusammensetzung der ursprünglichen Gesteine völlig unkenntlich geworden. Je weiter man sich aber von dem Eruptivgestein entfernt, desto häufiger erscheinen Reste des ursprünglichen Gesteins, zunächst solche der Struktur, welche namentlich in kontaktmetamorph veränderten Porphyriten und Diabasen als sog. Palimpseststrukturen (Fig. 72) makroskopisch deutlich sind. In noch weiterer Entfernung kommen Reste der ursprünglichen Mineralien hinzu,



Fig. 72.
Grünschiefer (umgewandelter Labradorporphyrit) mit wohlumgrenzten Einsprenglingen.

und es stellen sich unzweifelhafte Übergänge in die normalen Eruptivgesteine ein.

In den innersten Kontakthöfen ist die Eigenart der basischen Eruptivgesteine meist völlig zerstört; es sind an ihre Stelle äußerlich gänzlich abweichende Gesteine getreten, welche aber die Grundzüge der chemischen Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins bewahrt haben. Die Verhältnisse werden allerdings dadurch komplizierter, daß nicht nur die basischen Eruptivgesteine selbst, sondern ebenso auch ihre Tuffe der Kontaktmetamorphose erliegen, wodurch das Kriterium der chemischen Konstitution viel von seiner Sicherheit verliert.

Im höchsten Stadium kontaktmetamorpher Umwandlung ist eine völlig neue Gruppierung der Moleküle eingetreten und von dem ursprünglichen Mineralbestand wie von der Struktur häufig kein Rest übrig geblieben. Da die mineralbildenden Agentien hier am intensivsten wirkten, sind nicht selten recht grobkörnige Bildungen entstanden, in denen außerdem mannigfache Injektionen vorhanden sind, welche eine oft schwer zu deutende Gesteinsbeschaffenheit bedingen. Hierher gehören z. B. die Hornblendegneise des *Fichtelgebirges,* die teils resorbierte teils injizierte Amphibolite darstellen, welche das normale Kontaktprodukt, die Amphibolite und Eklogite, gegenüber von dem metamorphosierenden «Gneis», d. h. dem normalen Granit, allseitig abgrenzen.

Die Eklogite sind in ihren reinsten Formen feldspatfreie Gesteine, in welchen der Natrongehalt des ursprünglichen Plagioklases als Bestandteil in die Hornblenden und Pyroxene eingetreten ist, die wohl stets natronhaltig sind. Die Eklogite des *Fichtelgebirges* sind ungemein massige, richtungslose Gesteine, aus deren gewöhnlich lichtgrüner, aus vorherrschendem Diopsid bestehender, kristallinischer Hauptmasse sich rote Granaten in größeren Körnern abheben und in weiter Verbreitung einzelne Blättchen lichten Glimmers, der aber durchaus nicht stets Muskowit ist, vorhanden sind. Abweichend ist der Habitus der Eklo-

gite des *Groß-Venedigers,* welche im Gegensatz zu den besprochenen in der Hauptsache deutlich gebändert und oft recht vollkommen schieferig sind. In einzelnen Gesteinen wiederholt sich die Zusammensetzung der oben beschriebenen Eklogite, weitaus herrschen aber Amphibole sehr mannigfacher Beschaffenheit über den selteneren Pyroxen; Zoisit, Epidot und Glimmer, auch Chlorit spielen eine bedeutendere Rolle, und schließlich treten lokal Quarz und Kalkspat ein. Es entsteht so ein sehr wechselndes System von Gesteinen, beginnend mit echten Eklogiten durch Hornblendeeklogite und Glaukophaneklogite übergehend in granatfreie Hornblende- und Glaukophanschiefer, durch epidotreiche Glieder in eigentliche Epidosite, durch Glimmereklogite in Granatknotenschiefer und Glimmerschiefer, durch kalkspathaltige Varietäten in körnige Kalke und Zipolline.

Bemerkenswert ist, daß an manchen Stellen der *Zentralalpen* an Stelle der Eklogite sich hornsteinartig dichte, lichtgrauliche oder grünliche Saussuritfelse einstellen, die aus äußerst feinkörnigen Aggregaten von Pyroxen, lichter Hornblende, Zoisit und Klinozoïsit neben viel Rutil bestehen, und in welchen eingewachsene Granaten öfter in schwarze Aggregate von Hornblende umgewandelt sind.

Da die Eklogite mit ihren hochkristallinischen Zwischenlagerungen das höchste Stadium der Umwandlung darstellen, trifft man sie überall zunächst am Kontakt mit dem umwandelnden Eruptivgestein, das fast stets Granit ist. Im Sinne der geologischen Auffassung dieser Gesteine gehören sie daher im allgemeinen den oberen Etagen der Gneisformation an.

In zahlreichen Fällen entstehen aber auch im Stadium höchster Umwandlung nicht die Eklogite, sondern sehr wechselnde Gesteine, welche man als Amphibolite zusammenfaßt. Solche, oft deutlich gebänderte Gesteine von mittelkörniger, manchmal auch ziemlich grobkörniger Beschaffenheit und meist dunkelgrüner Farbe bilden aushaltende Schichtensysteme oder finden

sich, in Putzen und Schollen durch Hornblendegneis umsäumt, eingebettet in gneisartigen Graniten.

Die Vorkommnisse des *Oberpfälzer Waldes* sind wie die Eklogite zum Teil recht massige Gesteine von ungemein großer Zähigkeit und reich an Granat, Granatamphibolit, von jenen geschieden durch die dunkelschwärzlichgrüne Farbe, den Mangel an Pyroxen, an dessen Stelle dunkelgrüne Hornblende tritt, und namentlich auch durch den Gehalt an Plagioklas. Der Granat ist hier meist Almandin; Zoisit, Klinozoisit oder Epidot fehlen wohl nie, sie bedingen Übergänge in die graulichgrünen Zoisitamphibolite und die gelblichen Epidotamphibolite. Lokal tritt auch eine deutliche Scheidung des Plagioklases in schmalen Bändern ein, Feldspatamphibolite. Der ziemlich massige Bruch der Gesteine ist nur direkt am Kontakt vorhanden, mit der Entfernung werden sie dichter und schieferiger. Es kommen bei der Bildung dieser Amphibolite weniger eingreifende molekulare Umwälzungen in Betracht, und so trifft man in ihnen schon die ersten Spuren der ursprünglichen Beschaffenheit.

In weiterer Entfernung von dem Eruptivgestein werden die umgewandelten Gesteine dichter; es tritt namentlich der Chlorit neben der feinfasrigen, grünen Hornblende mehr und mehr hervor, und es bilden sich die mannigfach zusammengesetzten Grünschiefer und Chloritschiefer heraus, makroskopisch graulichgrüne Gesteine, bei hohem Chloritgehalt mit seidenartigem Glanz und häufig mit recht wenig deutlicher Schieferung. Auch Reste des ursprünglichen Bestandes und der Struktur sind hier öfter vorhanden, und es stellen sich eigentliche Übergänge aus dem Grünschiefer in den Grünstein ein. Das ist die obere Etage der Glimmerschiefer und die Phyllitformation.

Die Amphibolite ebenso wie die Grünschiefer und Chloritschiefer gehen manchmal durch alle Übergänge in Epidosite, in Glimmerschiefer und Phyllite, in Kalkglimmerschiefer und körnige Kalke über, und die Erklärung dafür kann auch hier nur in einer Verbindung mit Tuffen gesucht werden, wie auch derartige Gesteine unter dem Mikroskop besonders ausgeprägt die auf ursprüngliche Schichtung deutende

helizitische Struktur aufweisen. Alle hier aufgeführten Gesteine enthalten, meist nur mikroskopisch sichtbar, einzelne Individuen von Turmalin, der aber in größeren Kristallen in den mannigfachen Pegmatiten auftritt, welche namentlich die Eklogite und die Hornblendegneise durchsetzen. Schwefelkies, obwohl sehr verbreitet, hat doch nicht die Konstanz wie bei den Diabasen.

III. Natrongesteine.

Nephelinsyenit.

Äußere Beschaffenheit. Die Nephelinsyenite sind die am meisten wechselnden unter allen Tiefengesteinen, im allgemeinen charakterisiert durch ein ziemlich grobkörniges Gefüge, häufige drusige Struktur und das Zurücktreten des dunkeln Minerals in dem Gemenge von meist trübem, weißlichem Feldspat und fettglänzendem, graulichgrünem oder rötlichbraunem Nephelin, welcher auch als Eläolith bezeichnet wird, Eläolithsyenit. An Stelle des Nephelins tritt bald blauer bald lichtgrüner Sodalith, Sodalithsyenit, ferner erbsengelber Kankrinit im Kankrinitsyenit, ähnlich erklären sich die Namen Eudialytsyenit und Leuzitsyenit. Das dunkle Mineral ist im allgemeinen sehr untergeordnet, hauptsächlich Pyroxen oder Amphibol; seltener ist nur Biotit vorhanden, wie in dem oft ausgesprochen parallel struierten und gneisähnlichen Miaszit.

Magmatische Spaltung ist hier noch verbreiteter als bei allen andern Eruptivgesteinen, und die schlierige Ausbildung der Massen führt zu zahlreichen, lokalen Modifikationen, welche in ihrer Zusammensetzung vom Nephelinsyenit weit abweichen, aber doch keine selbständige Stellung in der Systematik beanspruchen können, wenn sie auch lokal selbst in größeren Massiven vorkommen. Auf der einen Seite entwickeln sich die nephelinarmen Natronsyenite, auf der andern gehen die Gesteine in grobkörnige leukokrate Nephelinite über usw.

Lokal nimmt auch der Gehalt an dem dunkeln Gemengteile zu, und es entstehen gleichfalls recht grobkörnige Gesteine von melanokratem Charakter, welche bald Plagioklas neben sanidinähnlichem Orthoklas enthalten, bald reine Nephelin-Plagioklas-

gesteine sind, wie die Theralite, und schließlich in überhaupt feldspatfreie Gesteine von dunklem Habitus übergehen, wie die mit dem Nephelindolerit übereinstimmenden Ijolithe. In den basischen Gliedern ist der Olivin ein reichlich vorhandener Gemengteil, ebenso das Titaneisen, und auch der sonst spärliche Apatit konzentriert sich hier oft in ungewöhnlicher Weise.

Die typischen Vorkommnisse der in Betracht kommenden Gesteine sind häufig recht grobkörnig und daher trotz der sehr verbreiteten Umwandlung makroskopisch leicht bestimmbar. Sie zeigen im allgemeinen lichte Farben und sind durch besonders niederes Gewicht ausgezeichnet, das bis unter 2,5 herabgeht. Die Neigung zu porphyrischer Ausbildung ist im allgemeinen gering, aber auch in den rein körnigen Formen ist die idiomorphe Ausbildung des Feldspats oft recht charakteristisch.

Mineralische Zusammensetzung. Der vorherrschende Bestandteil ist im allgemeinen der Natronfeldspat, meist stark getrübt, öfter auch mit feinem, bläulichem Lichtschein, selten rot; Hinneigung zur Rhombenform im Querschnitt ist oft bezeichnend. Der zweite Hauptbestandteil ist der fettglänzende, grünliche oder rötlichbraune Nephelin, dessen Bruch dem des Quarzes ähnlich ist. Er wird oft trübe und matt und ist dann in Zeolithe umgewandelt. An seine Stelle tritt Sodalith, der, wenn blau, leicht erkennbar ist, sonst nur dort bestimmt werden kann, wo die dodekaedrischen Kristalle deutlich sind. Auch die hin und wieder auftretenden, meist ziemlich großen, aber stark zersetzten Leuzite lassen sich ausschließlich durch ihre Kristallform bestimmen. Dem Kankrinit dagegen fehlt stets die Kristallform. Die im normalen Gestein zurücktretenden dunkeln Bestandteile zeigen äußerlich nichts Besonderes, sie sind aber stets natronhaltig. Außerdem sieht man mit bloßem Auge öfter größere Dodekaeder von Melanit sowie gelben Titanit.

In Bezug auf die Struktur zeigen die Gesteine einiges Auffällige. Manche haben normale Granitstruktur, nur sind sie meist grobkörniger; in andern werden die Feldspate taflig und ihre Durchschnitte ordnen sich dann gerne zu fluidalen Zügen an, oder sie sind mehr oder minder parallel gelagerte, oft sehr spitze Rhomben. Auf die gneisähnliche Beschaffenheit der Miaszite wurde schon hingewiesen, ebenso auf die Seltenheit der Nephelinsyenitporphyre.

Die grobkörnige Beschaffenheit der Nephelinsyenite verliert sich, besonders an den weniger mächtigen Vorkommnissen, gegen die Randzonen völlig; kleine Stöcke und die nicht seltenen, zum Teil bedeutenderen Gänge zeigen ein oft dichtes, hornsteinähnliches Salband, öfters mit deutlicher Porphyrstruktur und von eigentlich phonolithischem Charakter.

Die Absonderungserscheinungen der Nephelinsyenite sind dieselben wie jene der Granite; die Verwitterung aber, welche in erster Linie eine weitgehende Vergrusung darstellt, dringt häufig sehr viel tiefer ein infolge des groben Korns, der Verbreitung wenig verbandfester, drusig ausgebildeter Gesteine und der leichten Angreifbarkeit des Nephelins. Im Gegensatz zu den so nahestehenden Natronsyeniten haben die hier betrachteten Gesteine daher keine technische Bedeutung, und völlig frische Gesteine treten nur da an die Oberfläche, wo, wie in *Südnorwegen,* in nicht allzu ferner Zeit die Abschürfung durch die Gletscher das verwitterte Material gründlich entfernt hat.

Geologische Verhältnisse. Die Nephelinsyenite bilden Stöcke und Lakkolithe von meist nicht sehr bedeutenden Dimensionen, welche zum Teil ganz isolierte Vorkommnisse darstellen, wie der kleine Stock bei *Pouzac* in den Pyrenäen, bald in nächstem Verbande mit den mannigfaltigen blutsverwandten Natrongesteinen stehen, wie die Vorkommnisse *Südnorwegens,* wo vor allem die Beziehungen zu Natronsyenit und Natrongranit deutlich zu verfolgen sind und sich neben den Tiefengesteinen nicht nur das reiche Ganggefolge, sondern auch die zugehörigen Ergußgesteine einstellen.

Was das geologische Alter betrifft, so ist dieses auch bei den Nephelinsyeniten in weitesten Grenzen wechselnd. Es gibt jedenfalls sehr alte Nephelinsyenite: so sind die Vorkommnisse in *Südnorwegen* und *São Paulo* in Brasilien paläozoisch. Dagegen hat das Gestein bei *Pouzac* jurassische Kalke umgewandelt, jenes der *Crazy Mountains* bildet einen Stock in der Kreide, und die mannigfachen Vorkommnisse von *Arkansas* besitzen tertiäres Alter. Zahlreiche Massen von Nephelinsyenit finden sich allerdings in Gebieten, welche geologisch noch sehr wenig erforscht sind.

Phonolith, Nephelinporphyr und Tephrit.

Makroskopische Beschaffenheit. Die Phonolithe und Nephelinporphyre sind die den Nephelinsyeniten entsprechenden Ergußgesteine. Echte Phono-

lithe zeigen in frischem Zustand makroskopisch gewöhnlich eine stark vorherrschende, dichte, hornsteinartige Grundmasse von splitterigem Bruch und grünlicher oder bräunlichgrüner Farbe, deren fettiger Glanz sehr charakteristisch ist. Mit zunehmender Umwandlung wird die Grundmasse matter bis tonsteinähnlich, die Farbe wird schmutzig weiß, gelblich oder braun, auch rot, und das in frischem Zustand recht gleichmäßig gefärbte Gestein nimmt gern ein geflecktes Aussehen an. In den frischen Nephelinphonolithen treten meist nur die glänzenden Spaltflächen des tafligen, sanidinähnlichen Alkalifeldspats als größere Einsprenglinge hervor, während der Nephelin äußerlich nicht oder erst in den schon umgewandelten Gesteinen als lichte Flecken kenntlich wird. Einsprenglinge eines basischen Minerals sind im normalen Phonolith vereinzelt, in den plagioklasreichen Tephriten aber in Menge vorhanden. Eine dünnplattige Absonderung, welche in den frischen Gesteinen meist wenig deutlich ist, tritt bei der Verwitterung hervor, Porphyrschiefer (Fig. 73), und der helle Klang dieser im Innern noch frischen, äußerlich oft von weißer Rinde überzogenen Platten hat zu dem Namen Klingstein Anlaß gegeben.

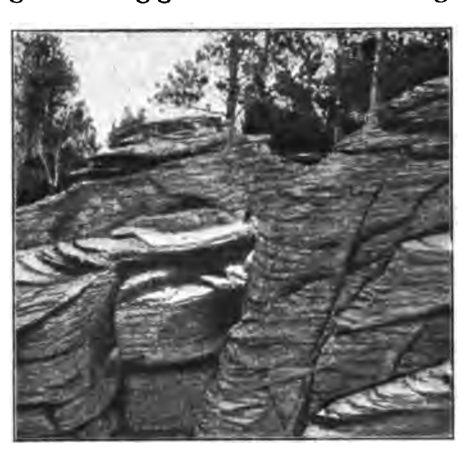


Fig. 73.
Porphyrschiefer; dünnplattig verwitterter Phonolith. Black Hills. (Nach I. D. Irving.)

Wie die Nephelinsyenite aufs innigste mit plagioklasreichen und melanokraten Gesteinen verbunden sind, so trifft man diese auch bei den Phonolithen; sie nehmen mehr schwärzlichgraue Farben an, nähern sich in ihrem Habitus den Andesiten und zeigen auch in größerer Anzahl Einsprenglinge von schwarzer Hornblende oder von Pyroxen, andesitische Phonolithe, und diese führen hinüber zu den schon recht basischen, meist schwärzlichgrauen Nephelintephriten, welche vorherrschend Plagioklas führen und oft gar keinen Orthoklas mehr enthalten.

Neben und an Stelle des Nephelins treten in zahlreichen Vorkommnissen Leuzit und Mineralien der Sodalithgruppe. Man unterscheidet den oft nephelinreichen Leuzitophyr mit hellgrauer oder gelblicher, meist nicht sehr dichter Grundmasse und den nephelinfreien Leuzitphonolith. Viel mehr bewahren den Habitus der Phonolithe die reichlich Hauyn und Nosean führenden Glieder, Hauynophyr und Hauynphonolith. Auch die Leuzit- und Hauyngesteine nehmen Plagioklas auf und werden mit dessen Zunahme mehr und mehr melanokrat. Sie nähern sich dem Habitus der Andesite, und es entwickeln sich auch hier die orthoklasarmen Typen der Tephrite, meist aschgraue, poröse oder wenigstens nicht sehr kompakte Gesteine mit zahlreichen Einsprenglingen, unter welchen die Pyroxene häufig vorwiegen. Den Typus der Leuzittephrite stellen die Laven des *Vesuvs* dar. Übergänge zum Trachyt sind Gesteine, die bald den trachytisch rauhen Charakter noch an sich tragen, bald eine phonolithartig dichte Grundmasse annehmen.

Endlich ist zu erwähnen, daß glasige Ausbildungsformen, Obsidian und Bimsstein, von allen erwähnten Typen namentlich als oberflächliche Bildungen, wenn auch selten, so doch bekannt sind, daß ferner unter denselben Verhältnissen schlackige und blasige Gesteine auftreten, in deren Hohlräumen sich oft prachtvolle Kristallisationen, namentlich von Zeolithen, angesiedelt haben, wie überhaupt die Familie der Phonolithe, ähnlich den Basalten, besonders reich an Neubildungen von Zeolithen ist. Unter allen nicht porösen Eruptivgesteinen sind die Phonolithe die spezifisch leichtesten, ähnlich den Nephelinsyeniten; das Gewicht steigt aber in den melanokraten Tephriten bis über 2,8 an.

Verhältnismäßig selten sind die trüben, matten Nephelinporphyre, in welchen die größeren Individuen von Nephelin teils verhältnismäßig frisch mit fettartigem Glanz hervortreten, oder aber zu Zeolithen, besonders aber zu grünlichen, dichten Glimmeraggregaten umgewandelt sind, Liebeneritporphyr. Entsprechend kennt man auch Leuzitporphyre mit bis faustgroßen, völlig zersetzten Leuzitpseudomorphosen.

Mineralische Zusammensetzung. In frischen Nephelinphonolithen ist mit bloßem Auge meist wenig zu erkennen, gewöhnlich nur einige taflige Sanidinkristalle, ganz vereinzelt ein Pyroxen- oder Amphibolindividuum und verhältnismäßig häufig honiggelber Titanit. Den Gehalt an Nephelin kann man meist nur aus dem fettglänzenden Habitus des Gesteins erschließen; er tritt im allgemeinen erst bei der Zersetzung der Gesteine deutlich hervor und ist dann durch seine Form gekennzeichnet. Günstiger für die makroskopische Bestimmung sind die Leuzit- und Hauyngesteine der Reihe, indem hier im allgemeinen die Einsprenglinge in größerer Anzahl auftreten. Der Leuzit kann in frischen wie in zersetzten Gesteinen bei einiger Aufmerksamkeit nicht übersehen werden, so charakteristisch ist seine Form (Fig. 33, S. 43). Der Hauyn ist, wenn farblos und völlig frisch, schwieriger zu erkennen, und auch in den häufigen zeolithisierten Vorkommnissen kann man ihn bei oberflächlicher Betrachtung mit zersetztem Feldspat verwechseln, wenn man nicht auf die Umrisse der einzelnen Individuen achtet, deren isometrische Ausbildung den Feldspaten fremd ist. Ganz sicher ist seine Bestimmung, wenn er blau ist. Auch die sonstigen Gemengteile treten in diesen Gesteinen in zahlreicheren Einsprenglingen auf, vor allem der natronhaltige Ägirinaugit, seltener schwarze Hornblende und ganz selten Biotit, welch letztere be merkenswerterweise in den Phonolithtuffen oft sehr reichlich vorhanden sind. Nicht allzu selten sieht man endlich pechglänzenden schwarzen Melanit.

Der Übergang in die Tephrite vollzieht sich im allgemeinen durch ein stärkeres Hervortreten der dunkeln Einsprenglinge, speziell des Augits, neben welchem der Leuzit oft in Menge, die andern lichten Mineralien untergeordnet erscheinen.

Auf die gewöhnliche, plattige Absonderung wurde schon hingewiesen, selten findet sich auch eine säulige. An Einschlüssen sind gewisse hierhergehörige Vorkommnisse besonders reich; einzelne sind echte Ureinschlüsse, magmatische Ausscheidungen der Tiefe von der Zusammensetzung der Nephelinsyenite. Andere sind in der Tiefe losgerissene Bruchstücke des Nebengesteins, welche von den Mineralbildnern des Schmelzflusses ganz durchsetzt und mit seltenen Stoffen imprägniert wurden, so daß sie besonders mineralreich sind. Man trifft sie auch in Menge als Auswürflinge, so z. B. die berühmten Sommablöcke.

Geologische Verhältnisse. Die eigentlichen Phonolithe bilden am häufigsten typische Kuppen (Fig. 74), meist im Gegensatz zu den ähnlich vorkommenden Basalten von gewaltigen Tuffablagerungen

begleitet. Doch fehlen letztere fast ganz dem phonolithreichen *böhmischen Mittelgebirge*. Verbreitet sind ferner Gänge und Ströme, letztere mit blasiger Oberfläche, die auch zur Bildung von Mandelsteinen führt. Bimssteine von phonolithischer Zusammensetzung kennt man am *Laacher See*.

Die Tephrite finden sich vorherrschend in Gängen und Strömen, letztere oft in der typischen Ausbildung der Lava mit wulstigen und gekröseartigen Oberflächen,



Fig. 74. Phonolithkuppe, Ruine Tollenstein bei Warnsdorf, Nordböhmen. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

wie sie namentlich in den schlackig entwickelten Tephriten des *Vesuvs* hervortreten.

Die Phonolithe und die Gesamtheit der sich an sie anschließenden Natrongesteine bilden recht ausgesprochene petrographische Provinzen, und die verschiedenen Typen treten oft in innigster Verbindung und fast lückenloser Reihe auf. So kennt man sie aus dem Eruptivgebiet des *Cantal* und von den *Kanarischen Inseln*; dann nehmen gewöhnlich die eigentlichen Phonolithe zeitlich eine Mittelstellung ein. Andernteils aber sind die Beziehungen der Phonolithe zu den Basalten besonders bemerkenswert, wie bei letzteren ausgeführt wird.

Was das geologische Alter betrifft, so erscheinen eigentliche Phonolithe, welche man auch als Tinguaite bezeichnete, in Verbindung mit den verschiedenaltrigen Nephelinsyeniten als Randzonen und in Gängen. Aber auch in Effusivmassen

kennt man sie aus verhältnismäßig frühen geologischen Perioden, so aus dem Karbon in Brasilien, häufiger aber aus dem Tertiär.

Sonstige Natrongesteine.

Mit den Nephelinsyeniten eng verbunden sind nephelinfreie Natronsyenite, meistens Augitsyenite, die sich speziell in den Vorkommnissen Norwegens durch das Vorherrschen eines grobkörnigen, meist dunkeln und lebhaft blau schillernden Feldspats charakterisieren, weshalb sie in der Technik als «schwedischer Labrador» bezeichnet werden. Der rhombische Querschnitt der einzelnen Feldspatkörner ist öfter deutlich, Rhombensyenit. Sie sind schwer von Gabbro mit labradorisierendem Feldspat zu unterscheiden und hauptsächlich charakterisiert durch die geringe Menge, in welcher das dunkle Mineral auftritt, eine Erscheinung, welche aber die dunkle Farbe der Gesteine verdeckt. In sonstigen Vorkommnissen ist die Bestimmung der Natronsyenite gegenüber von gewöhnlichem Syenit makroskopisch kaum möglich.

Auch die Natrongranite, die hin und wieder ohne Verbindung mit Nephelinsyeniten sich finden, lassen sich von normalen Graniten äußerlich kaum unterscheiden. Sie sind wohl im allgemeinen quarzärmer, enthalten nur selten Biotit, sondern Riebeckit oder Ägirin; aber diese unterscheiden sich äußerlich kaum von den natronfreien Bisilikaten der normalen Granite.

Unter den porphyrischen Gesteinen am besten charakterisiert ist die Effusivform der Rhombensyenite, die Rhombenporphyre, durch die rhombischen Querschnitte ihrer Feldspate; sie bilden Gänge und Decken im Gebiete von *Kristiania.*

Die Natrontrachyte haben äußerlich oft noch das Aussehen der Phonolithe und führen akzessorisch öfters Hauyn. Die Natronliparite unterscheiden sich äußerlich nicht vom normalen Liparit, ebensowenig wie die in ausgedehnten Strömen auftretenden Quarzkeratophyre und Keratophyre, die ihrer chemischen Zusammensetzung nach hierher gehören, von Quarzporphyr und Orthoklasporphyr. Diese sind besonders häufig stark zersetzt. Bemerkenswert ist, daß die Keratophyre, welche im Paläozoikum *Westfalens,* des *Harzes* usw. eine nicht unbedeutende Rolle spielen, nie im Verband mit den sonstigen Natrongesteinen auftreten.

IV. Spaltungsgesteine.

Aplit und Pegmatit.

Äußere Beschaffenheit. Die Aplite sind typische Feldspatgesteine, meist mit ganz untergeord-

netem basischem Gemengteil, daher licht gefärbt, von mittlerem bis feinem Korn, oft auch ganz dicht. Die Pegmatite unterscheiden sich von ihnen durch oft ganz gewaltige Korngröße und gegenüber der Regelmäßigkeit in der Ausbildung, wie sie bei den Apliten gewöhnlich ist, durch äußerste Unregelmäßigkeit in Struktur, Mineralbestand und im ganzen Habitus.

Am typischsten sind beide bei den Graniten ausgebildet: die feinkörnigen, meist sehr verbandfesten, weißen bis rötlichen Granit-



Fig. 75. Schriftgranit von Jekaterinburg, Ural.

aplite und die großkörnigen, häufig durch schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Feldspat (Fig. 75) ausgezeichneten Granitpegmatite gehören in allen Granitgebieten zu den am weitesten verbreiteten Bildungen. Erstere finden sich in Form zahlreicher, schmaler, oft parallelstreichender Adern, häufig auch als Muskowit- oder Turmalingranit ausgebildet, im Granit selbst und in dessen kontaktmetamorpher Umgebung. Letztere bilden äußerst unregelmäßig geformte Massen, gewaltige Nester, die in schmale Adern auslaufen, um sich bald wieder weit aufzutun. Auch hier sind Muskowit und Turmalin besonders verbreitet, außerdem aber noch große Mengen anderer, sonst seltener Mineralien, die namentlich auf den weit verbreiteten Drusen-

räumen der Pegmatite in oft prachtvollen Kristallen auftreten. Beide Arten von Gängen sind mit dem Granit auf das vollkommenste verschweißt, so daß die Grenze meist ganz unscharf ist.

Analog ist die Ausbildung der Aplite und Pegmatite, welche zu irgend einer andern Gruppe der körnigen Gesteine gehören, nur daß sie, mit Ausnahme der zu den Natrongesteinen in Beziehung stehenden Bildungen, sehr viel weniger verbreitet sind.

Mineralische Zusammensetzung. Die herrschenden Bestandteile im Granitaplit sind Quarz und Orthoklas, wobei in einigermaßen deutlich körnigen Bildungen der erstere gut umgrenzte Individuen bildet, im Gegensatz zu seinem Vorkommen in normalem Granit. Die Farbe des Gesteins ist jene des Orthoklases, neben welchem der Plagioklas kaum je makroskopisch erkennbar ist. Man beobachtet einzelne Blättchen von Muskowit, kleine, gut ausgebildete Prismen von Turmalin, der auch in radialstrahligen, oft ganz dichten Nestern auftritt, sowie in weitester Verbreitung Granat und Kordierit.

Im Granitpegmatit herrschen dieselben Mineralkombinationen, nur ist seine Zusammensetzung viel unregelmäßiger; große Massen von derbem Quarz wechseln mit riesigen Feldspatnestern, in denen Orthoklas oder Schriftgranit vorwiegt. Als Plagioklas tritt hier besonders Albit auf. Glimmertafeln von Metern im Durchmesser, große Turmalinputzen, Drusen mit mannigfachen Mineralien, namentlich solchen mit sonst seltenen Elementen, sind manchmal in äußerster Mannigfaltigkeit vorhanden.

Die Aplite der Syenite, Diorite usw. bestehen vorherrschend aus Feldspat; äußerlich ist ihre Ausbildung dem Granitaplit ähnlich, und dasselbe gilt von den zugehörigen Pegmatiten, in denen aber Muskowit und Turmalin meist fehlen, und die seltenen Elemente viel weniger verbreitet sind.

Äußerlich wiederum sehr ähnlich sind die Nephelinaplite, deren Nephelin mit bloßem Auge nicht erkennbar ist und die in weitester Verbreitung den Habitus der Phonolithe annehmen. Besonders erwähnenswert ist der ungeheure Reichtum an seltenen Mineralien, den die Nephelinsyenitpegmatite aufzuweisen pflegen, welche wohl die reichsten Minerallagerstätten überhaupt sind.

Die Aplite und in besonderem Maße die Pegmatite wirken lösend auf das Nebengestein und verleiben sich dessen Bestandteile ein, die wiederum zur Bildung neuer Mineralien Anlaß geben. So werden die Pegmatitgänge, wenn sie aus dem Intrusivgestein in ein anderes zusammengesetztes Nebengestein übersetzen, zu höchst anomalen Mineralaggregaten. Es werden dann lokal z. B. Zoisit oder Andalusit in riesigen Individuen wichtige Bestandteile,

und die Pegmatite des Zentralgranits gehen sogar in schiefrige Glimmeraggregate über, welche, wie die sog. «Paragonitschiefer» am *St Gotthard,* reich an Disthen, Staurolith usw. sind.

Bemerkenswert ist ferner, daß die Granitpegmatite in weiterer Entfernung vom intrusiven Kern oft ihren Feldspat verlieren und schließlich zu derben Quarzaggregaten werden, welche in Linsen und Flammen die äußeren Zonen der Kontakthöfe erfüllen. Die Aplite, welche sich, zeitlich oder räumlich, weiter von dem Eruptionszentrum entfernen, werden zu Quarzporphyr, und schließlich sind die Pechsteine sehr häufig die äußersten Ausläufer aplitischer Gänge.

Geologische Verhältnisse. Wie schon oben angedeutet, trifft man die Aplite und Pegmatite am häufigsten und am typischsten entwickelt in Form von Gängen innerhalb der betreffenden Tiefengesteine und ihrer Umgebung. Manchmal haben sie den Charakter von wenig aushaltenden Schlieren oder sie bilden die Randzone der Eruptivmasse gegen das Nebengestein. Unter den in die umgewandelten Schiefer übersetzenden Injektionsadern spielen beide eine besondere Rolle und schließlich trifft man sie, wenn auch selten, in kleineren, selbständigen Intrusivmassen.

Der Charakter der Spaltungsgesteine tritt besonders deutlich in den sog. Doppelgängen hervor, wo die magmatische Spaltung sich innerhalb des Ganges selbst abspielte und Aplit neben Lamprophyr bald scharf getrennt, bald ineinander verlaufend dieselbe Spalte erfüllen.

Über das geologische Alter der hier betrachteten Vorkommnisse braucht nichts bemerkt zu werden; es ist dasselbe wie dasjenige des zugehörigen Tiefengesteins. Zweifellos ist diese zeitliche Verbindung eine besonders enge, denn bei der geringen Kristallisationsfähigkeit, welche dem aplitischen Magma im allgemeinen zukommt, konnte dieses nur dort zu körniger Ausbildung gelangen, wo es in noch stark erhitzter Umgebung äußerst langsam sich verfestigte.

Minette und Kersantit.

Äußere Beschaffenheit. Die hier zu betrachtenden Vorkommnisse sind die Lamprophyre der Orthoklas- resp. Plagioklasgesteine. Es sind entsprechend dem Anwachsen des dunkeln Minerals frisch schwärzlichbraune oder graue Gesteine, manchmal mit zahlreichen Einsprenglingen; weitaus in den meisten Fällen aber sind sie zu bräunlichen, mißfarbigen, tonig riechenden Wacken geworden, in denen nur noch die Glimmereinsprenglinge den ursprünglichen Charakter verraten. Äußerlich unterscheiden sich die vorherrschend Orthoklas führenden Minetten von den Plagioklasgesteinen, den Kersantiten, nur wenig, zumal der Feldspat mit bloßem Auge meist nicht sichtbar ist.

Wo in solchen dunkeln Bildungen größere Kristalle von Orthoklas deutlich hervortreten, ist entweder das Gestein kein eigentlicher Lamprophyr, sondern ein Übergang zum normalen Granitporphyr, oder die betreffenden, dann meist völlig gerundeten Kristalle sind, ebenso wie mit ihnen zusammen vorkommende Quarzeinsprenglinge, fremde, dem Nebengestein entnommene Bestandteile. Die am meisten basischen Glieder der Reihe endlich zeigen den Habitus des Diabases, und solche als äußerste Spaltungsprodukte von Graniten nicht seltene Vorkommnisse lassen sich vom normalen Diabas kaum unterscheiden.

Mineralische Zusammensetzung. In Minette und Kersantit beobachtet man im allgemeinen nur die größeren Biotitblättchen, die frischen Vorkommnisse derselben wurden daher auch Glimmermelaphyr genannt. Ganz selten treten daneben einzelne Hornblenden hervor. Augit ist der herrschende Einsprengling in den Vogesiten und Spessartiten, welche sich wie Minette und Kersantit durch den Charakter des makroskopisch nicht sichtbaren Feldspats unterscheiden, die ersteren sind Orthoklas-, letztere Plagioklasgesteine.

Die Lamprophyre enthalten im allgemeinen eine große Mannigfaltigkeit von Einschlüssen, speziell von den als Urausscheidungen bezeichneten, und so trifft man in den hier betrachteten Gesteinen solche von grobkörnigem Granit, Quarz in Form von abgeschmolzenen Körnern, gleichfalls angeschmolzene, große Orthoklase usw., die nicht als eigentliche Gesteinsgemengteile gelten können.

Bei dem hohen Glimmergehalt einzelner dieser Gesteine ist eine Neigung zu schiefriger Ausbildung deutlich und die verhältnismäßig seltenen Lamprophyre des Zentralgranits sind eigentliche, dunkle Glimmerschiefer. Akzessorisch, besonders häufig in letzteren, trifft man große Granaten, welche den glimmerschiefer-ähnlichen Habitus noch erhöhen.

Geologische Verhältnisse. Lamprophyre als Randzonen normaler Intrusivgesteine sind weit verbreitet und öfter nachweisbar eine Folgeerscheinung der teilweisen Auflösung des Nebengesteins. Aber sie haben in solchen Vorkommnissen gewöhnlich nicht völlig typischen Charakter. Sie sind hier vielmehr deutlicher körnig und neigen zur Ausscheidung größerer Feldspateinsprenglinge, die gerade in solchen Gesteinen besondere Größe annehmen; auch trifft man hier viel Granat. Ähnlich erscheinen die seltenen und kleinen Stöcke von Lamprophyren.

Viel ausgesprochener ist der lamprophyrische Charakter in den Gängen, die man in geringerer Zahl, aber in ebenso weiter Verbreitung wie die Aplite, innerhalb aller möglichen Intrusivmassen sowie in deren Umgebung trifft. Im Gegensatz zu den oft fein verästelten Gängen der Aplite sind sie mehr vereinzelt, doch gibt es auch Gebiete, wo hierher gehörige Gesteine in Menge auftreten. Die einzelnen Gänge sind breiter, manche, wie die Proterobase des Fichtelgebirges, erreichen sehr bedeutende Dimensionen.

Was aber besonders hervorgehoben werden muß, ist die Erscheinung, daß die Lamprophyrgänge in normaler Ausbildung sich weit über die Zone der kontaktmetamorphen Gesteine hinaus entfernen, und daß ihre Vorkommnisse innerhalb normaler, sedimentärer Schichten gar nicht selten sind. Treten sie dort mit den entsprechenden Apliten zusammen auf, so ist der kristallinische Habitus des Lamprophyrs bezeichnend gegenüber dem glasigen des Aplits, der hier zu Pechstein geworden ist.

Kamptonit und Basalt.

Äußerer Habitus. Die wichtigsten, den Natrongesteinen entsprechenden Lamprophyre sind die Basalte, deren mehr oder minder unfrische Äquivalente die Kamptonite darstellen. In frischem Zustande haben sie eine dichte, schwarze, splittrig brechende Grundmasse, die durch die Zersetzung sich rostbraun oder grün verfärbt und matt wird. An Einsprenglingen trifft man Biotit und Hornblende selten, meist nur Augit neben Olivin, welch letzterer in den gewöhnlichen Vorkommnissen zu den charakteristischen Mineralien gehört. Den Nephelin oder dessen Vertreter Leuzit, Melilith sowie die Feldspate beobachtet man mit bloßem Auge nur in ausnahmsweisen Bildungen, und ein typischer Leuzitbasalt oder ein Plagioklasbasalt unterscheiden sich äußerlich in nichts von einem Nephelin- oder Melilithbasalt.

Schlackige Ausbildung, Basaltlava, ist weit verbreitet, glasige Formen dagegen selten. Entsprechend dem sehr basischen Charakter haben sie ein hohes spezifisches Gewicht, das im allgemeinen 3,0 übersteigt.

Mineralische Zusammensetzung. Die makroskopisch erkennbaren Mineralien, welche eigentliche Gesteinsbestandteile darstellen, sind weitaus in den meisten Fällen nur Augit und Olivin, von welchen namentlich letzterer durch seinen Glanz und seine gelbgrüne Farbe deutlich hervortritt. Die übrigen Bestandteile stecken in der vollständig dichten, rein schwarzen Grundmasse, die neben hohem Gehalt an Magneteisen vorherrschend aus Mikrolithen von Augit besteht, zu welchem Plagioklas, Nephelin, Leuzit, Melilith, lokal auch Hauyn und endlich Glas hinzutritt. Man leitet so im allgemeinen folgende Tabelle der Basalte ab.

Soweit die hier zusammengestellten Gesteine echte Basalte sind, kommt ihre Trennung makroskopisch nicht in Betracht; ohne Mikroskop läßt sich nur der Charakter als Basalt schlechtweg feststellen. Es wäre aber hier darauf aufmerksam zu machen, daß einzelne der angeführten Gesteinstypen eine vom Habitus der

Augit	Plagioklas	Plagioklas u. Nephelin	Nephelin	Plagioklas u. Leuzit	Leuzit	Melilith	Glas
ohne Olivin	Plagioklasbasalt	Nephelintephrit	Nephelinit	Leuzittephrit	Leuzitit		Augitit
mit Olivin		Nephelinbasanit	Nephelinbasalt	Leuzitbasanit	Leuzitbasalt	Melilithbasalt	Limburgit

Basalte weit abweichende Beschaffenheit haben. In erster Linie sind das die meisten der Tephrite, äußerlich von andesitischem Aussehen, lichter, weniger dicht und deutlicher porphyrisch als eigentliche Basalte, in welchen man besonders Leuzit und Hauyn mit bloßem Auge in zahlreichen Individuen trifft.

Eine zweite abweichende Gruppe umfaßt die Hauptsache der Nephelinite und Leuzitite, welche zwar in geologischem Verband mit Basalten auftreten, von diesen aber sehr verschieden sind. Es sind Schlieren oder völlig verschweißte Gänge von körniger, oft pegmatitartiger Struktur, manchmal aus weit vorherrschendem Nephelin oder Leuzit bestehend und dann licht gefärbt, manchmal auch mit reichlicherem Augitgehalt und dann dunkler, aber stets mit deutlich erkennbaren Bestandteilen.

Außer diesen letzteren Vorkommnissen bietet die Erforschung der Basalte besonderes Interesse durch die mannigfaltigen Einschlüsse, von welchen die körnigen, gelbgrünen Olivinfelse keinem Basalt fehlen. Außerdem trifft man alle möglichen Mineralaggregate und Mineralien, z. B. Quarz, Feldspat, Granat, Korund, Titaneisen usw., in einzelnen Vorkommnissen; ähnliche Erscheinungen, aber etwas weniger mannigfaltig, trifft man auch bei den Kamptoniten. In einzelnen Basalten finden sich große, rotgebrannte Biotittafeln oder halbzerstörte basaltische Hornblende, welche beide in frischem Zustand als Bestandteile der Basalttuffe eine ziemliche Verbreitung haben.

Bei der ausgedehnten Verwendung der Basalte zum Straßenbau ist eine höchst eigenartige Erscheinung zu erwähnen, das sind die Sonnenbrenner. Der in frischem Zustand völlig gleichmäßige Basalt enthält stets einzelne Partien, welche, den Atmosphärilien ausgesetzt, rasch kleine, hellere Flecken bekommen, die bald deutlicher hervortreten (Fig. 76, S. 118) und mit deren Entstehung ein Zerfall des Gesteins in eckigkörnigen Grus vor sich geht. Die völlige Zerstörung solcher Partien pflegt in wenigen Monaten vollendet zu sein. Auf die häufige säulige Absonderung der Basalte, welche diese Gesteine mit andern basischen Eruptivgesteinen gemeinsam haben, ist besonders hinzuweisen (Fig. 7, S. 13). Ebenso auf das häufige Auftreten von Zeolithen in Klüften und end-

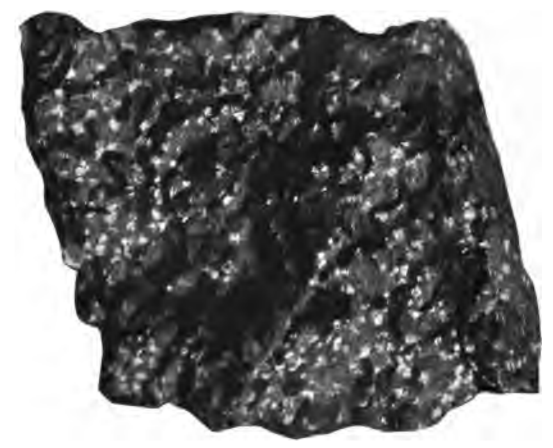


Fig. 76. Sonnenbrenner.

lich auf Einschlüsse des Nebengesteins, welche bald gefrittete und säulig abgesonderte Sandsteine usw. darstellen, bald aber aus völlig zu dunklem Glas geschmolzenen Partien bestehen.

Geologische Verhältnisse. Alle Gesteine von typischem Basalthabitus werden als jungeruptive Gesteine angesehen, wenn auch der strikte Nachweis dafür in vielen Gebieten nicht zu erbringen ist. Wo man den Verdacht eines prätertiären Alters hatte, wurden in großer Anzahl neue Namen für diese Gesteine gebildet, die ohne jegliche Bedeutung sind. Gesteine dieser Art sind zunächst in zahlreichen Gebieten der Nephelinsyenite als gangförmige Nachschübe bekannt und dort kann über ihre geologische Bedeutung kein Zweifel aufkommen. Aber man trifft sie auch in weiter Verbreitung außerhalb solcher Gebiete teils in Gängen teils in eigentlicher Ergußform. In letzterem Falle sind es manchmal Ströme und Decken, begleitet von ausgedehnten Tuffablagerungen, weitaus vorherrschend aber kleine Kuppen, oft in enormer Anzahl beisammen und häufig mit nur geringfügigen Tuffbildungen. Daß auch diese Vorkommnisse lamprophyrische Natrongesteine sind,

beweist die verhältnismäßig häufige Vergesellschaftung mit Phonolithen, welche dann als zugehörige Aplite aufzufassen sind. Die unfrischen, als Kamptonit bezeichneten Bildungen trifft man wohl nur in Gängen, aber auch diese zeigen ihre Beziehungen zu den Natrongesteinen, z. B. in der Umgebung von *Predazzo,* durch ihre Verbindung mit Gängen von aplitischem Liebeneritporphyr.

V. Feldspatfreie Gesteine.

Peridotit, Pyroxenit und Serpentin.

Äußere Beschaffenheit. Verhältnismäßig selten sind Übergänge zwischen den basischen Feldspatgesteinen und den feldspatfreien Gesteinen; sie liegen z. B. in den äußerlich dem Diabas ähnlichen Pikriten vor, welche nur noch sehr wenig basischen Plagioklas enthalten. Die feldspatfreien Gesteine selbst nennt man Peridotite, wenn sie vorherrschend aus Olivin, Pyroxenite, wenn sie in der Hauptsache aus Pyroxen bestehen. Es sind nur die körnigen Formen von Bedeutung, porphyrische Gesteine trifft man höchstens ausnahmsweise.

Die Peridotite sind im allgemeinen mittelkörnige Gesteine von der gelbgrünen Farbe des Olivins; beigemengter Pyroxen tritt häufig in größeren, sehr deutlich blättrigen Individuen einsprenglingsartig hervor, oft mit lebhaftem metallisierenden Schiller. Die Pyroxenite selbst sind gewöhnlich viel grobkörniger mit gleichen Eigenschaften des Pyroxens, Schillerfels. Selten sieht man auch braune Hornblende oder Biotit in größeren Individuen, manchmal auch blutrote Körner von Pyrop. Es sind die schwersten Eruptivgesteine mit einem spezifischen Gewicht über 3,0 bis zu 3,4.

Die Peridotite sind selten ganz frisch, meist liegen sie in den verschiedenen Stadien der Serpentini-

sierung vor, wobei ihre körnige Beschaffenheit einer völlig dichten Platz macht und das spezifische Gewicht bis ca 2,6 abnimmt. Die sehr wechselnd gefärbten, meist grünen bis schwärzlichgrünen Serpentine zeigen oft schöne Farbenzeichnung. Besonders typisch ist der feinsplittrige Bruch, der namentlich beim Anhauchen der Bruchfläche hervortritt. Nebenprodukt der Serpentinbildung ist häufig der Chlorit, mit dessen Zunahme an Stelle der Splittrigkeit eine milde Beschaffenheit tritt und die Farbe lichter grün wird;



Fig. 77. Serpentinstock der Goslerwand. Großvenedigergebiet.

einigermaßen kristallinische Chloritfelse haben einen leichten, seidenartigen Glanz. Auch Talk und Tremolit oder Strahlstein entstehen häufig nebenher, bald in einzelnen größeren Individuen, bald in dichten Aggregaten, und es bilden sich Übergänge in die weichen, fettigen Talkfelse oder Topfsteine resp. in zähe, wirr verfilzte Hornblendegesteine, deren dichteste Ausbildung der Nephrit darstellt.

Normale Serpentine sind ungemein massige Gesteine (Fig. 77), meist regellos zerklüftet und klotzig brechend, oft auch von massenhaften Adern mit

Talk, Asbest oder Karbonaten, namentlich dichtem Magnesit, durchsetzt. Einige Vorkommnisse sind plattig abgesondert oder zu schaligen Aggregaten glänzend polierter, krummlinsenförmiger Stücke zerdrückt, wieder andere sind recht dünnschiefrig.

Mineralische Zusammensetzung. Der wichtigste Bestandteil der Peridotite ist ein körniger, gelbgrüner Olivin, neben welchem man fast stets kleine, schwarzbraune Körner von Chromeisen beobachtet, das sich auch zu reinen Erzschlieren anreichert. Der reine Olivinfels heißt Dunit; es kommen hinzu meist nicht sehr bedeutende Mengen von Pyroxen in der schon erwähnten blättrigen Ausbildung und in größeren Individuen, von welchen die rhombischen stets bräunlich, die monoklinen manchmal auch graulichgrün oder lebhaft grün, im allgemeinen aber von jenen nicht unterscheidbar sind. Beide nebeneinander trifft man im Lherzolith. Lokal, meist in untergeordneten Partien, in Schlieren und Lagen im normalen Olivingestein entwickeln sich die olivinarmen, meist viel gröberkörnigen Pyroxenite, die kaum je selbständig auftreten.

Die Serpentinbildung ergreift im allgemeinen nur die Olivingesteine und läßt gewöhnlich deren Gehalt an Pyroxen unberührt, der dann in dem dichten Gestein in einzelnen größeren Platten hervortritt und den Eindruck erweckt, als wäre der Pyroxen das Ursprungsmineral des Serpentins. Doch ist das wohl nie der Fall, und besonders die eigentlich pyroxenitischen Schlieren bleiben auch bei vollkommener Serpentinisierung überall frisch erhalten. Bemerkenswert ist, daß die Serpentinbildung, welche z. B. in den *deutschen Mittelgebirgen* die Olivingesteine ausnahmslos ergriffen hat, in andern Gebieten, z. B. den *Pyrenäen*, so gut wie ganz fehlt.

Geologische Verhältnisse. Die Peridotite und Pyroxenite trifft man öfter in Verbindung mit Gesteinen der Diabas- und Gabbroreihe, teils in Form weniger bedeutender Spaltungsgesteine, teils in mächtigen Massen, welche aber nur selten eine deutliche Reihe von Übergängen in diese erkennen lassen. Häufiger treten die Peridotite als durchaus selbständige Bildungen auf, die bald ungemein bedeutende Dimensionen besitzen, bald in verhältnismäßig kleinen, aber dann oft recht zahlreichen Partien in einem Gebiet vorhanden sind.

Weitaus die meisten der hierhergehörigen Gesteine trifft man im Bereich der sog. kristallinischen Schiefer, und es galt früher speziell der Serpentin als ein charakteristisches Glied dieser «Formation», zumal derselbe bemerkenswert selten eigentlich durchgreifende Lagerung zeigt, sondern am häufigsten in Form stark aufgebauchter Linsen auftritt, welche den Schiefern konkordant eingelagert sind.

Bezeichnend für die Zugehörigkeit zu den Eruptivgesteinen ist, abgesehen von ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer schlierigen Beschaffenheit, die Verbindung mit den nicht anzuzweifelnden Eruptivgesteinen der Gabbro- und Diabasreihe, ferner die nicht unbedeutende Entwicklung kontaktmetamorphischer Höfe. Auch die ungemein zahlreichen, gangförmigen Mineràlneubildungen innerhalb der Peridotite und Serpentine, welche in ihrer Mannigfaltigkeit nur durch vulkanische Agentien erklärt werden können, dürfen als Beweis in dieser Richtung aufgeführt werden.

Weitaus die meisten Serpentine sind aus ursprünglichen intrusiven Olivinfelsen hervorgegangen; wohl nie ist der fertige Serpentin direkt aus flüssigem Magma, etwa vom Charakter der Produkte von Schlammvulkanen oder als Absatz von Thermen usw., entstanden; dagegen spricht das allgemeine Vorhandensein deutlich charakterisierter Pseudomorphosen nach Olivin.

Was das geologische Alter betrifft, so finden sich die meisten Serpentinmassen in den kristallinischen Schiefern, wo weder ihr eigenes Alter noch jenes der Nebengesteine einigermaßen festzustellen ist. Andernteils liegen die Serpentine von *Syracuse* in New York in obersilurischen Dolomiten, die zum Teil kontaktmetamorph verändert sind und in Einschlüssen sich im Serpentin finden. Die berühmten Serpentine des *Lizard* in Cornwall sind Intrusivgesteine von devonischem Alter. Die kontaktmetamorphen Nebengesteine der *Lherzolithe* der Pyrenäen sind zum Teil nachweisbare Jurakalke, die marmorisiert wurden. Endlich haben die Serpentine *Elbas* und *Liguriens* tertiäre Schichten durchbrochen und kontaktmetamorph verändert.

Anhang: **Vulkanische Tuffe.**

Die vulkanischen Eruptionen liefern außer den in Form glutflüssiger Lavaströme an die Oberfläche gelangenden Gesteinen mannigfache, in unverändertem Zustand meist recht lockere Massen, die vulkanischen Tuffe, welche Zusammenhäufungen des durch die entweichenden Gase zerstäubten und ausgeworfenen Magmas sind. Man unterscheidet unter den vulkanischen Auswürflingen:

1. Vulkanische Asche, staubförmige Partikel der Lava, meistens aus winzigsten Glas-, Bimsstein- oder Schlackenfetzchen bestehend.

2. Vulkanische Sande, etwas gröbere Partikel, etwa bis Erbsengröße.

3. Lapilli, etwa nußgroße Lava- und Schlackenfetzen.

4. Bomben, Teile von bedeutender Größe, bald aus Fladen von Lava hervorgegangen, welche bei ihrem weiteren Fluge mannigfach gedrehte Formen annahmen (Fig. 78), bald schlackige oder bimssteinähnliche Stücke, deren Hülle der Rinde eines schlecht gebackenen Brotes ähnlich sieht, Brotkrustenbomben (Fig. 79). Die Größe dieser Auswürflinge ist oft sehr bedeutend, bis zu vielen Kubikmetern, und dann besteht ihr Kern öfters aus kompakter Lava.



Fig. 78. Gedrehte Bombe. Kanarische Inseln. (Nach F. Berwerth.)



Fig 79. Brotkrustenbombe. Insel Lipari.

Dazu kommen alle möglichen, dem Magma zum Teil ganz fremden Auswürflinge, indem die in der aufkochenden Lava vorhandenen festen Teile besonders heftig emporgeschleudert werden. Hierher gehören in erster Linie die Olivinbomben und Sanidinitbomben, welche man in den losen Ablagerungen oft in viel größerer Menge findet als im festen Gestein. Ferner alle möglichen andern Einschlüsse der Ergußgesteine.

Unter den Kristallen, welche ausgeschleudert werden, befinden sich in erster Linie die Ausscheidungsprodukte der frühesten

Stadien der Verfestigung, also gewöhnlich diejenigen Bestandteile, welche in Einsprenglingen in der Lava selbst auftreten: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Pyroxene, Leuzit, Olivin und Magneteisen, daneben trifft man aber auch, manchmal in großer Menge und recht bedeutender Größe, Mineralien, welche in dem zugehörigen Eruptivgestein resorbiert wurden, so namentlich Biotit oder Hornblende.

Aus all diesen Bestandteilen, zu denen noch zufällig von außen hineingeratene Gegenstände, so namentlich Reste von Organismen, treten, setzen sich die vulkanischen Tuffe zusammen, in welchen feine und grobe Bestandteile bunt durcheinandergemischt sein können, die aber auch durch wenig vollkommene Schichtung die wechselnden Phasen der vulkanischen Intensität andeuten.

Die herrschenden Bestandteile aller Tuffe sind die Aschen; manche Tuffe bestehen fast ganz aus diesen feinsten Teilchen, Aschentuffe, welche sich oft auf weite Entfernungen von dem vulkanischen Herd verfolgen lassen und sich auch an dem sog. Tiefseeschlamm beteiligen. Das feine Material, welches häufig in bedeutenden Massen niederfällt, bildet die gefürchteten Aschenregen und wird auch durch die bei der Eruption sich entwickelnden Wassermassen in gewaltigen, an Salzsäure, Schwefelsäure usw. reichen Schlammströmen zu Tal gefördert, wo sie mehr oder weniger deutlich geschichtete Ablagerungen bilden.

Wo größere Aschenmassen in das Meer oder in Binnengewässer gelangen, beteiligen sie sich an der Bildung der Sedimente, mit denen sie sich in mannigfachen Verhältnissen mischen. Solche im Wasser aufbereitete Tuffe sind besonders weitgehend verändert, so daß man oft kaum mehr Reste ihrer ursprünglichen Struktur beobachtet, wie z. B. in gewissen Palagonittuffen *Islands,* die öfter harzähnliche Beschaffenheit haben. Wo einzelne Wassertropfen in trockene vulkanische Asche fallen, agglomerieren sich die feinen Staubteilchen zu recht haltbaren, völlig strukturlosen Kügelchen etwa von Erbsengröße, und solche Pisolithtuffe findet man in den Aschenablagerungen der verschiedensten Zeitalter.

Während jüngere Aschentuffe sich gewöhnlich durch lockere Beschaffenheit auszeichnen, haben die älteren oft bedeutende Verbandfestigkeit gewonnen, so z. B. die als Tonsteine

bezeichneten Aschentuffe gewisser Quarzporphyre. Andere Tuffe sind reich an Kristallen, Kristalltuffe, und werden leicht mit einsprenglingsreichen Eruptivgesteinen verwechselt. Wieder andere bestehen vorherrschend aus Bimssteinstückchen, Bimssteintuffe. Zu diesen gehört der Puzzolan und der Traß, welche in großem Maßstabe zur Gewinnung hydraulischer Mörtel verarbeitet werden; es sind lichte, graue oder gelbliche, erdige Massen. Lapilli- und Schlackentuffe bestehen vorherrschend aus noch gröberem Material; sie werden auch als Agglomerattuffe bezeichnet und finden sich namentlich bei basischen Gesteinen; hierher gehören auch die an sonstigen Auswürflingen reichen Peperine.

Tuffbildungen trifft man hauptsächlich dort, wo das vulkanische Material in die Atmosphäre hinausgeschleudert wurde; submarine Vulkane geben weniger zur Bildung von Tuffen Anlaß. Ganz ausgeschlossen sind Tuffe bei Tiefengesteinen. Alle möglichen Typen der Ergußgesteine haben auch ihre Tuffe; aber der Grad der Entwicklung derselben ist nicht bei allen Gesteinen gleich. An Kieselsäure und Alkalien reiche Gesteine liefern im allgemeinen ausgedehnte Tuffablagerungen, doch sind auch jene der basischen Gesteine oft bedeutend; bemerkenswert gering ist die Entwicklung der Tuffe an einzelnen Basaltkuppen.

Tuffe ohne zugehörige Eruptivgesteine, besonders die sog. Explosionstuffe oder Schlotbrekzien, als Ausfüllung krater- bis trichterförmiger Schlöte in ungeschichteter und vielgemischter Ausbildung sind gleichfalls nicht allzu selten und gewöhnlich von basischem Charakter. Hierher gehören die Basalttuffe der *Schwäbischen Alb* und die als blue ground bezeichneten Serpentintuffe der *südafrikanischen Diamantlagerstätten*. Sie erscheinen, wo sie lockere Beschaffenheit haben, an der Oberfläche als kreisrunde Maare, der verbandfeste blue ground dagegen bildet die schroff emporsteigenden runden Kopjes.

Normal gelagerte Tuffe auf primärer Lagerstätte bauen in meist wenig steil geneigter Lagerung, mit Lavaströmen abwechselnd und oft von Gängen derselben durchsetzt, die Stratovulkane auf. Derartige Verhältnisse kennt man aus allen geologischen Formationen, doch sind die jüngeren meist vollkommener erhalten als die älteren. Ausgedehnte Ablagerungen bestehen aus abwechselnden Schichten von Eruptivdecken, Tuffen und Sedimenten, dann sind die Tuffe oft vollkommen geschichtet und mit eingeschwemmtem, sedimentärem Material vermischt, Tuffsedimente, Tuffite, und nicht selten reich an Fossilien.

Die lockern Auswurfsmassen sind den thermalen Prozessen besonders ausgesetzt; unter den Tuffen sind daher ver-

kieselte, mit Quarz, Chalzedon und Opal imprägnierte Vorkommnisse weit verbreitet und stellenweise so verhärtet, daß sie als Mühlsteine verarbeitet oder als Halbedelsteine verschliffen werden. Ebenso sind Kaolinisierung, Bildung von Alaunstein, von Gips und Schwefel, von Zeolithen und Karbonaten usw. in den Tuffen sehr verbreitet, deren Charakter oft weitgehend modifizierend. Es entstehen so recht kompakte, oft auch kavernöse, mannigfach geaderte Gebilde aus den lockern Massen.

Die chemische Zusammensetzung normaler Tuffe ist jene der entsprechenden Eruptivgesteine; wo aber die vulkanischen Auswürflinge sich mit echt sedimentärem Material vermischen, tritt natürlich auch eine Mischung der chemischen Typen ein, zwischen denen Übergänge entstehen, welche namentlich dort große Aufmerksamkeit beanspruchen, wo ihre Struktur durch spätere Prozesse völlig verwischt worden ist. Auch durch die Kontaktmetamorphose werden die Tuffe wegen ihrer wenig kompakten Beschaffenheit besonders leicht umgewandelt, und es bleibt häufig kein Rest der ursprünglichen Struktur zurück, Tuffoide. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei einzelnen Vorkommnissen von Porphyroid, unter welchem Namen neben eigentlichen, mehr oder minder veränderten Quarzporphyren und Keratophyren auch deren analog modifizierte Tuffe, die Klasto- oder Tuffporphyroide, zusammengefaßt werden, welche von dem veränderten massigen Gestein oft nicht zu unterscheiden sind.

B. Die Sedimentgesteine.

Die hauptsächlichsten Grundzüge der Beschaffenheit der Sedimentgesteine wurden schon S. 25 geschildert. Die Art der Bildung der Sedimente bedingt einen durchgreifenden Unterschied ihres chemischen Typus gegenüber den Eruptivgesteinen, und wenn auch nicht abzuleugnen ist, daß lokal Sedimente von der chemischen Zusammensetzung normaler Eruptivgesteine auftreten können, so fehlen doch in erster Linie den Sedimenten die gesetzmäßigen chemischen Beziehungen, welche bei den Eruptivgesteinen festgestellt werden können.

Die sedimentbildenden Faktoren lassen sich am besten in der Weise charakterisieren, daß durch sie früher Vereintes getrennt und Getrenntes

vereinigt wird. Während die in einem Eruptivgestein ausgeschiedenen Gemengteile sich in einem Gleichgewichtszustand zueinander befinden, liegen im allgemeinen in Sedimenten die einzelnen Bestandteile ohne irgend welche chemisch-physikalische Beziehungen nebeneinander. Die Sedimente sind zweifellos viel mannigfacher zusammengesetzt als die Eruptivgesteine, aber die Verschiedenheit der Zusammensetzung äußert sich bei jenen keineswegs in derselben Mannigfaltigkeit der mineralischen Beschaffenheit und der Struktur. Die Typen, welche der Petrograph nach den äußeren Anzeichen unterscheiden kann, sind daher viel weniger zahlreich. Die Mannigfaltigkeit der Sedimente äußert sich schon darin, daß ausgedehnte und wichtige Glieder derselben keineswegs Silikatgesteine sind, wie die Kalksteine usw., und daß wieder andere fast ausschließlich aus Kieselsäure bestehen, wie die Quarzite: beides Verhältnisse, die bei Eruptivgesteinen undenkbar sind. Und zwischen die extremen Endglieder schalten sich nun alle möglichen Übergänge ein, unter welchen die gesetzmäßigen Kombinationen der Eruptivgesteine naturgemäß die seltensten sind.

Aber auch in der Struktur und der Ausbildung der Bestandteile unterscheiden sich die beiden Gesteinsgruppen: der kristallinischen Beschaffenheit der primären Gesteine steht die klastische der sekundären gegenüber, wenn diese auch, wie dies namentlich bei den chemischen Sedimenten hervortritt, manchmal wenigstens zum großen Teil aus an Ort und Stelle kristallisiertem Material bestehen. Aber diese scheinbar kristallinischen Aggregate, z. B. von Steinsalz, Gips usw., umschließen, wenn auch untergeordnet, eingeschwemmte Verwitterungsprodukte der früher existierenden Gesteine.

Die Sonderung des Verwitterungsmaterials beim Transport zur neuen, sekundären Lagerstätte erfolgt

am wenigsten vollkommen durch das Eis, das feinsten Staub und grobe Brocken gleichmäßig talabwärts verfrachtet. Glaziale Sedimente sind daher besonders ungleichmäßig in ihrer Struktur und können in ihrem chemischen Bestande den Eruptivgesteinen ähnlich ausfallen, wenn sie ihr Material einem einheitlichen Eruptivgebiet entnommen haben.

Analoge, wenn auch nicht so weitgehende Unregelmäßigkeiten der Größe der einzelnen Bestandteile haben die Ablagerungen der Flüsse; aber fluviatile Ablagerungen zeigen namentlich den schichtigen Wechsel groben und feinen Materials in ausgezeichnetem Maße. Gleichmäßiger sind die Sedimente des Meeres und der Winde; von der durch die Brandung angegriffenen Küste hinaus in die Tiefsee trifft man von grobem Schotter eine allgemeine Abnahme der Korngröße bis zum feinsten Schlamm, und vom Zentrum der Wüstenstürme, wo die Gewalt der Winde nur die groben Gerölle zurückläßt und mit dem Sandgebläse zu scharfen Dreikantern mit lebhafter Politur, Wüstenlack, abschleift, bis hinaus in die Steppe zeigt sich derselbe Übergang. Den Untergrund der Wüste wie der emporsteigenden Meeresküste bilden grobe Ablagerungen, welche zu sog. Bodenkonglomeraten werden.

Faltungen und Zusammenschiebungen, Klüftung und Zerreißung, vulkanische Eruptionen und Verwerfungen stören dann im ferneren Verlauf die geologischen Verhältnisse wie die petrographische Beschaffenheit der Sedimentgesteine, die durch die mechanischen Kräfte verbandfester werden, in zahlreichen Fällen eine transversale Schieferung annehmen oder durch mehr oder minder weitgehende Zerreibung zur Entstehung der Reibungsbrekzien und Mylonite Anlaß geben. Die durch vulkanische Agentien hervorgebrachte Kontaktmetamorphose endlich formt aus ihnen rein

kristallinische Bildungen heraus, deren einzelne Bestandteile unter sich in chemische Reaktion getreten sind und nur in Ausnahmefällen noch einen Hinweis auf die ursprüngliche Beschaffenheit geben.

Schließlich ist noch an jene echten Sedimente zu erinnern, deren geologische Erscheinungsform nicht die Schicht ist, welche vielmehr durchgreifende Lagerung zeigen, wie die Stöcke der sog. Riffkalke, die Gänge von Schwemmsand und Asphalt, die Quellen von Petroleum usw., die, obwohl in genetischer Beziehung als Derivate der Verwitterung und der Organismen mit den Sedimenten übereinstimmend, die geologische Erscheinungsform der Eruptivgesteine haben.

Man trennt die Sedimente in:

I. Mechanische Sedimente, in der Hauptsache aus den verschiedenen Fraktionen des Lösungsrückstands zusammengesetzt:
Tongesteine.
Sandsteine.
Konglomerate und Brekzien. (Anhang: Mylonite.)

II. Chemische Sedimente: Anhydrit, Gips, Steinsalz.

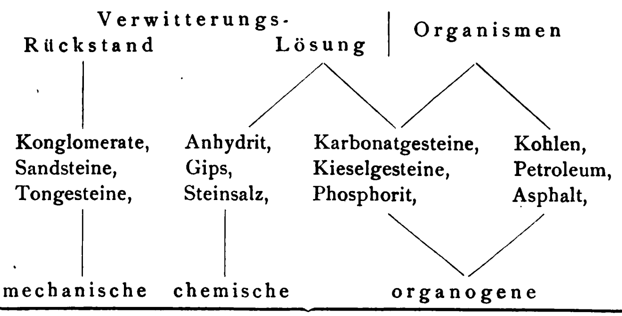
III. Organogene Sedimente, und zwar

a) Vorherrschend organischer Zusammensetzung:
Kohlen (Anhang: Torf);
Petroleum, Ozokerit, Asphalt.

b) Vorherrschend anorganischer Zusammensetzung:
Karbonatgesteine: Kalkstein und Dolomit;
Kieselgesteine;
Phosphorit.

Die Gruppen II und III verdanken ihre Entstehung der Verwitterungslösung, zum Teil unter Mitwirkung der organisierten Welt.

Eine Übersicht über diese Verhältnisse gibt folgendes Schema:



I. Mechanische Sedimente.

Tongesteine.

Äußere Beschaffenheit. Die feinst ausgeschlämmten Materialien des Verwitterungsrückstandes bilden den Hauptteil der Tongesteine, welche man in noch feuchtem Zustand als Schlamm bezeichnet. Besonders rein und gleichmäßig aus den tonigen Verwitterungsmaterialien zusammengesetzt ist der Tiefseeschlamm; mehr mit kleinen Quarzkörnchen, mit feinsten Glimmerschuppen, mit kieseligen und kalkigen Organismen untermischt ist der die Festländer als ziemlich breites Band umgebende Kontinentalschlamm, und analog ist die Beschaffenheit der geologisch gleichwertigen, mehr oder minder verhärteten Tongesteine, unter denen sich dieselben Typen wiederholen.

Tonige Gesteine saugen in lockerem Zustand Wasser auf, welches sie hartnäckig zurückhalten und dabei plastisch und fast ganz wasserundurchlässig werden. Je verbandfester die Gesteine unter der Einwirkung der gebirgsbildenden Prozesse werden, um so mehr verlieren sich diese Eigenschaften; ja

die Gesteine können schließlich durch Klüftung und transversale Schieferung wasserdurchlässig werden.

Die Farbe ist normal licht grau, durch kohlige Substanz dunkelgrau bis schwarz, Kohlenschiefer, durch Schwefeleisen in feinster Verteilung blaugrau, Alaunschiefer, durch Glaukonitkörner grünlich, durch die lateritischen, eisenoxydhaltigen Verwitterungsprodukte violett bis rot. Bunte, meist rotviolett und grünlich geflammte oder geschichtete Tone sind die Letten (Leberkies); schwärzlichbraun, meist wenig vollkommen schiefrig mit mattem Bruch und oft glänzendem Strich, die bituminösen Öl- oder Brandschiefer. Ferner unterscheidet man den erdig brechenden und stark «tonig» riechenden eigentlichen Ton, welcher einfach ausgetrockneter Schlamm ist, vom Schieferton und dem besonders gleichmäßig dünnschiefrigen und verbandfesten Tonschiefer, dessen meist transversale Schieferung oft recht ebenflächig erscheint, Dachschiefer oder Tafelschiefer. Echte Schieferung in solchen verbandfesten Gesteinen pflegt dagegen gewöhnlich stark gefaltet und gefältelt zu sein.

Von den eigentlichen Tongesteinen unterscheidet sich der Löß, eine typische Steppenbildung, dessen Hauptcharakteristikum in unverändertem Zustand der völlige Mangel an Schichtung darstellt, während die in dem vom Wind zusammengetragenen, feinen Sediment aufwärts strebenden Steppengräser eine vertikale Zerklüftung bedingen, die in dem unveränderten, lockern Löß scharf eingeschnittene Hohlwege und Schluchten hervorbringt. Der Löß, meist von gelber Farbe, ist im allgemeinen sandiger und namentlich auch kalkiger als der Ton. Infolge seiner lockern Ausbildung ist er reich an Konkretionen des kalkigen Anteils, die in den sog. Lößkindchen (Fig. 16, S. 30) eigenartige Formen annehmen. Auch an den Wurzeln der Steppengräser bilden sich öfter kristallinische Röhren von Kalkspat. Ferner ist ein Gehalt an Landschneckenresten usw. für den Löß charakteristisch.

Spätere Einwirkung der zirkulierenden Gewässer entzieht dem Löß seinen Gehalt an Kalk; er wird zu dem meist ziemlich

sandigen Lehm, der infolge der intensiven Durchfeuchtung eine dem Ton ähnliche, plastische und wasserundurchlässige Beschaffenheit annehmen kann. Er dient in erster Linie zur Herstellung von Ziegelsteinen. Auch sekundäre Umlagerung durch Wasser, meist unter gleichzeitiger Zunahme der Plastizität und vom Auftreten deutlicher Schichtung begleitet, findet sich in weiterer Verbreitung, geschichteter Löß; dann ist er oft von Sandschmitzen und Geröllbänken unterbrochen. Verhältnismäßig selten ist der Löß reich an organischen Substanzen; hierher gehört die russische Schwarzerde, der Tschernosem.

Als Verwitterungslehm bezeichnet man die erdigen Verwitterungsprodukte besonders der basischen Eruptivgesteine, welche sich noch auf primärer Lagerstätte befinden, zumal in der in gemäßigten Breiten normalen gelblichen Färbung; unter den Tropen ist dessen Äquivalent der Laterit. Ferner wäre im Anschluß daran der glaziale Geschiebelehm zu erwähnen, häufig gleichfalls ganz ungeschichtete Ablagerungen mit regelloser Verteilung größerer, oft deutlich geschrammter Geschiebe. Endlich bezeichnet man analog beschaffene Massen in den Höhlen der Kalkgebirge als Höhlenlehm, die häufig Knochen in Menge führen und deren rote bis rotbraune Ausbildungsform die terra rossa darstellt.

Ähnlich zusammengesetzt wie der Löß sind die Mergel, bald kalkarm, Tonmergel, bald kalkreich, Kalkmergel; erdig bis kompakt und dann deutlich schiefrig, Mergelschiefer. Es sind matte, schmutziggrau, bräunlich, gelblich oder rötlich gefärbte Gesteine, auch ganz schwarz durch organische Substanz. Auf den Schichtflächen ist besonders oft der Gehalt an Glimmer hervortretend, Glimmermergel, zu welchem der miozäne Schlier oder Flinz gehört. Sandmergel sind reich an Sandkörnern, und in dem oft recht kompakten Dolomitmergel tritt Dolomit an Stelle des Kalkspats. Gipsmergel sind namentlich im deutschen Keuper verbreitet und oft von zahllosen Adern von Fasergips durchzogen. Salzmergel ist das sog. Haselgebirge der alpinen Steinsalzlagerstätten, das von Steinsalz- und Gipsadern durchsetzt ist. Flammenmergel sind kieselsäurereich mit dunkeln Hornsteinstreifen.

Mit Ausnahme der kalk- bzw. dolomitreichen Glieder sind die Mergel meist recht wenig verbandfeste Gesteine, welche leicht verwittern, sich aufblättern und in kleine, eckige Stücke zerfallen, die rasch zur Ackerkrume werden; man benutzt sie daher viel zur Melioration des Ackerbodens, zumal die an kleinen, schießpulverkornähnlichen Glaukonitkörnern reichen Glaukonitmergel. Schiefrig, meist stark sandig und glimmerig sind die Mergelschiefer; mehr gleichmäßig und oft vom gewöhnlichen Ton-

schiefer nur durch das Aufbrausen mit Säure zu unterscheiden sind die dem Mergel ähnlich zusammengesetzten Kalktonschiefer.

Bemerkt mag noch werden, daß die Zerreibungsprodukte mannigfacher Gesteine an Verwerfungen usw. öfter den Charakter von Ton bzw. Tonschiefer annehmen, so z. B. die Gangtonschiefer im Harz.

Tongesteine enthalten bald sehr reichlich Fossilien, so die an Pflanzenabdrücken reichen Kräuterschiefer, bald sind sie daran sehr arm. Ungemein verbreitet sind Konkretionen, namentlich von Eisenkies, Sphärosiderit, Phosphorit, die kalkig-mergeligen Septarien, Klappersteine usw.

Mineralische Zusammensetzung. Über die mineralische Zusammensetzung der Tongesteine wissen wir sehr wenig; der Hauptbestandteil derselben, die «Tonsubstanz», tritt stets in so feiner Verteilung auf, daß sie sich auch der mikroskopischen Definition entzieht. Viel mehr als aus der direkten Beobachtung kann man aus den chemischen Analysen und der technischen Verwendbarkeit der Tongesteine schließen. Hierbei zeigt sich eine besonders hervorzuhebende Tatsache, daß nämlich die Tongesteine in zwei einander völlig fremde Reihen zerlegt werden müssen, von welchen die eine als vorherrschenden Gemengteil das wasserhaltige Tonerdesilikat, den Kaolin, enthält, Kaolinton, Fettton oder Tegel, die sich in ihrer chemischen Zusammensetzung dem Kaolin nähern. Es sind meist wenig verunreinigte, lokale Süßwasserablagerungen, gebunden an Vorkommnisse von Kaolin auf primärer Lagerstätte; sie fühlen sich fettig an, soweit sie noch locker sind. In verbandfestem Zustand nehmen sie Aussehen und Beschaffenheit der gewöhnlichen Tonschiefer an, von welchen z. B. die rein kaolinischen Steintone des Karbons äußerlich nicht zu unterscheiden sind. In reinem Zustand sind sie weiß, lichtgelblich oder graulich und stellen wichtige Materialien der keramischen Industrie dar; manchmal sind sie durch Kohle schwarz, durch Eisenoxyd rot usw.

Die zweite Reihe sind die Magertone, in lockerem Zustand zwar auch plastisch, aber weniger fett anzufühlen. Chemisch unterscheiden sie sich von ersteren durch einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Alkalien und einen viel geringeren an Tonerde und Wasser. In diesen ist die «Tonsubstanz» zweifellos nicht Kaolin, sondern das normale, alkalihaltige Verwitterungsprodukt der Feldspate, und sie erscheinen dementsprechend in regionaler Verbreitung als wichtige Formationsglieder.

Von sonstigen Bestandteilen erkennt man öfter schon mit bloßem Auge den Glimmer, der auch in seidenglänzenden Häutchen auf den Flächen transversaler Schieferung auftritt, ferner

sehr feine Körnchen von Quarz und Feldspat, die aber gewöhnlich erst unter dem Mikroskop deutlich sind und meist scharfeckige Splitter bilden, Schwefelkies in gleichmäßiger Verteilung, wie in Dendriten und Konkretionen, auch als Versteinerungsmittel, in letzterer Form auch den weißen, seidenglänzenden Pyrophyllit, der besonders in Graptolithen auftritt. Einen Gehalt an Kalkspat zeigt meistens nur die Reaktion mit Salzsäure.

Eine für den Geologen wichtige Frage ist die nach der Veränderung der Tongesteine durch den Gebirgsdruck. Daß durch die Einwirkung des Druckes tatsächlich eine Veränderung vor sich geht, kann nicht zweifelhaft sein. Man beobachtet, daß mit dem Maße der Dislokation sich der äußere Habitus der Tongesteine ändert: wo sie in ihrer ursprünglichen Lagerung sich finden, erscheinen sie stets als lockere Massen, und sie werden um so fester und härter, je stärkeren Störungen sie ausgesetzt waren; die verbandfestesten Gesteine sind stets die am stärksten vom Gebirgsdruck betroffenen, transversalschiefrigen Tonschiefer.

Daß aber mit dieser Änderung des Gefüges auch Umkristallisationen vor sich gehen und namentlich daß auf demselben Wege Übergänge in sog. kristallinische Schiefer sich vollziehen können, bleibt eine reine Hypothese. Jedenfalls gibt es zahlreiche, höchst verbandfeste Tongesteine, welche keine Änderung ihrer Zusammensetzung gegenüber lockern Tonen erkennen lassen. Man kann dies schon im Felde beobachten, wo durch die Durchfeuchtung mittels der Atmosphärilien nicht selten recht verbandfeste Tonschiefer zu plastischem Ton aufgelockert erscheinen. So dürfte es kaum zweifelhaft sein, daß der Druck nur eine Auspressung des mechanisch gebundenen Wassers bewirkt und den mineralischen Bestand selbst vollständig unberührt läßt. Wenn man aber in Tonschiefern unter dem Mikroskop die ersten Anzeichen einer Umkristallisation beobachtet, wenn an Stelle der eckigen Quarzsplitterchen körnige Quarzaggregate treten, wenn die als Tonschiefernädelchen bezeichneten Rutilmikrolithe deutlich werden, dann sucht man auch kaum je vergebens nach winzigen Individuen von Turmalin, welche dem eigentlichen Tongestein fremd, die ersten Anzeichen kontaktmetamorpher Einwirkung darstellen.

Geologische Verhältnisse. Tonige Sedimente finden sich in allen geologischen Formationen bald in mächtigen, äußerlich ungemein gleichmäßig erscheinenden Schichtensystemen, wie sie namentlich im Paläozoikum vorhanden sind, bald in unter-

geordneten, häufig mergeligen Zwischenlagen in Kalksteinen, wie man sie namentlich im Jura und in der Kreide trifft. Die Gleichmäßigkeit der Tonschiefersysteme ist indes im allgemeinen rein äußerlich, in der Tat sind weitgehende Verschiedenheiten der chemischen Zusammensetzung selbst in sehr einheitlich aussehenden Vorkommnissen vorhanden, Verschiedenheiten, welche namentlich dort in die Erscheinung treten, wo solche Schichtensysteme der Umwandlung durch Kontaktmetamorphose anheimgefallen sind.

In den verschiedenen geologischen Formationen trifft man, abgesehen von der größeren Wichtigkeit der älteren tonigen Ablagerungen, im allgemeinen die Erscheinung, daß die verbandfestesten Tonschiefer die ältesten, die lockern Tone die jüngsten Bildungen darstellen. Man spricht wohl vom paläozoischen Habitus eines Tonschiefers, um damit seine hohe Verbandfestigkeit zu charakterisieren. Aber auch hier ist es keineswegs das geologische Alter, welches den petrographischen Charakter des Gesteins bestimmt. Das ergibt sich am einfachsten aus der Vergleichung der lockern, oft geradezu plastischen Tonablagerungen von kambrischem Alter in den *russischen Ostseeprovinzen* mit den transversal geschieferten, festen Dachschiefern aus dem Oligozän des Kantons *Glarus.* Die ersteren stellen völlig ungestörte Ablagerungen dar, die letzteren sind von intensiven Faltungsprozessen betroffen worden.

Daß paläozoische Tongesteine häufiger in diesem Stadium der mechanischen Verfestigung auftreten als jüngere, hat seinen Grund in der größeren Häufigkeit tektonischer Störungen in den älteren Ablagerungen, und man darf keineswegs abweichende Bildungsbedingungen oder etwa durch ganze geologische Formationen andauernde, metamorphosierende Prozesse zur Erklärung dieser Erscheinung heranziehen.

Kontaktmetamorphose der Tongesteine. Von allen kontaktmetamorphen Gesteinen sind die aus Tonschiefer hervorgegangenen am eingehendsten untersucht und am frühesten als Kontaktprodukte erkannt worden, und den Typus eines Kontaktgesteins bildet der unter normalen physikalischen Verhältnissen am Tiefengesteinskontakt gebildete

Tonschieferhornfels. Daß die meisten der hierhergehörigen Vorkommnisse sich am Kontakt mit Graniten finden, ist darauf zurückzuführen, daß eben Granite unter den Intrusivgesteinen die weiteste Verbreitung besitzen. Die Art der Umwandlung aber ist keineswegs etwas speziell für Granite Charakteristisches.

Die allgemeinen Verhältnisse dieser Veränderungen wurden schon S. 19 eingehend geschildert. Hier soll der petrographische Habitus der einzelnen Umwandlungsprodukte genauer charakterisiert werden. Die am stärksten modifizierten Gesteine nehmen bei normalem Verlauf der Kontaktmetamorphose einen kristallinischen und ungemein massigen Habitus an, und man bezeichnet sie, weil sie am häufigsten makroskopisch dicht und von hornartig splittrigem Bruch sind, als Hornfelse. An sich schwarz, oft ganz basaltähnlich erscheinend, unterscheiden sie sich von diesem durch einen mehr rötlichen (Andalusithornfels) oder bläulichen (Kordierithornfels) Ton der Farbe, die für den weniger Geübten allerdings meist erst bei direktem Vergleich kenntlich wird. Andere Hornfelse sind lichter und dann besonders häufig der Schichtung parallel deutlich gebändert. Gangförmige Apophysen des Eruptivgesteins sind in denselben verbreitet und nehmen gewöhnlich aplitischen oder pegmatitischen Habitus an.

Weiterhin erscheinen in der gleichmäßigen Masse der dann etwas lichter gefärbten und häufig glimmerreichen Gesteine dunklere Knoten; damit tritt auch die Schieferung hervor, und es vollziehen sich Übergänge in die Knotenglimmerschiefer. Das sind Gesteine, welche in ganz besonderem Maße typisch sind für die kontaktmetamorphe Umwandlung und die sich sonst nirgends finden.

Die große Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung der Knoten läßt sich makroskopisch meist nicht deutlich verfolgen, da die

mineralogische Bestimmung durch ihren Reichtum an Einschlüssen, namentlich von Graphit, wie durch häufige, weitgehende Zersetzung sehr erschwert wird. In günstigen Fällen sieht man, daß sie die Form annähernd quadratischer Prismen haben, und erkennt dann öfter auch die eigenartige Chiastolithstruktur (Fig. 43, S. 49): dann handelt es sich zweifellos um Andalusit; in andern Fällen sind die Umrisse anscheinend hexagonal, das knotenbildende Mineral ist Kordierit. Sehr verbreitet sind ferner, zumal in den Gesteinen der zentralalpinen Schieferhülle, der Granat mit seinen isometrischen Formen, der schwer erkennbare Zoisit, ferner die kreuzförmigen Zwillinge von Staurolith und der Albit, welch letzterer durch seine vollkommene Spaltbarkeit auffällt. Endlich kommen als Knoten in Betracht: brauner Biotit, schwarzgrüner Chlorit sowie der letzterem äußerst ähnliche und hier nicht allzu seltene Chloritoid, dessen meist sehr scharf hervortretende, schwarzgrüne, eiförmige Individuen den andern glimmerartigen Mineralien gegenüber durch die bedeutendere Härte charakterisiert sind.

Die mehr und mehr schiefrig werdenden Gesteine verlieren allmählich den Glanz ihrer Schichtflächen, während die Knoten dem bloßen Auge noch deutlich sind. Sie gehen in die Knotentonschiefer über, welche wiederum durch Übergänge mit dem normalen Tonschiefer in Verbindung stehen. Ähnlich bezeichnend sind für Kontaktbildungen die



Fig. 80. Garbenschiefer. Zemmgrund im Zillertal. (1/7 nat. Gr.)

Garbenschiefer mit garbenförmigen Aggregaten von Hornblende (Fig. 80, S. 137), seltener auch von durch Graphit gefärbtem Disthen auf den Schichtflächen.

Aber diese leicht auffallenden Erscheinungsformen werden häufig recht undeutlich und fehlen nicht selten auch ganz; dann sind die deutlicher kristallinischen Gesteine eigentliche Glimmerschiefer, lebhaft glänzend und in der Farbe von jener des vorherrschenden Glimmers bedingt, der in meist etwas zusammenhängenden Häuten die Schieferung der Gesteine hervorbringt und im Schichtbruch oft allein zur Beobachtung kommt. Quer zur Schicht sieht man mit ihm wechsellagernd kristallinische Aggregate von Quarz. Wenn dann die Glimmermembranen feiner und feiner werden, entwickelt sich die Reihe der Phyllite oder Glanzschiefer mit immer noch glänzenden Schichtflächen, aber von weniger deutlich kristallinischer, meist von sehr dichter Beschaffenheit.

Solche, bald lichte bald dunkle, glimmerreiche Gesteine enthalten die knotenbildenden Mineralien oft noch in größeren Individuen und erscheinen auch dadurch mit den eigentlichen Knotenschiefern durch alle Übergänge verbunden. Man findet sie in den verschiedensten Gebieten meist als untergeordnete Bestandteile der kontaktmetamorphischen Zonen; in den Kontaktgesteinen der Zentralgranite aber herrschen sie bis zur vollständigen Verdrängung der Hornfelse selbst. Nicht nur diese äußerliche Verbindung der Glimmerschiefer und Phyllite mit zweifellosen Kontaktgesteinen ist die Ursache, daß von petrographischer Seite aus die Zusammengehörigkeit der so beschaffenen Gesteine zu einer archäischen Formationsgruppe schweren Einwänden begegnet, die Analogie steigert sich vielmehr bei der mikroskopischen Untersuchung, wo die für Kontaktgesteine überhaupt typischen Strukturformen in diesen sog. kristallinischen Schiefern weit verbreitet sind und ebenso auch die Imprägnation mit Turmalin nie fehlt.

Da die glimmerreichen und daher vollkommen schiefrigen Gesteine dem schmelzflüssigen Magma auf den Schichtflächen leicht zugänglich waren, trifft man

besonders hier die Injektionen mit Granit in weitester Verbreitung, und schließlich erscheinen die mannigfaltigsten Mischungen von Granit und umgewandeltem Tonschiefer als die hauptsächlichsten Vertreter der sog. Gneise. Bald ist dann der meist aplitisch gewordene Granit, weißlich oder rot, dicht oder grobkörnig, als solcher scharf von den umgewandelten Schieferlagen und -fetzen getrennt, in kaum millimeterbreiter, fortdauernd wechselnder Bän-

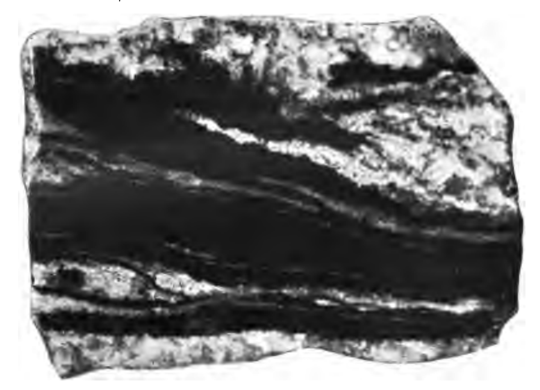


Fig. 81. Gneis, Waldmichelbach, Odenwald. Der dunkle Hornfels beginnt in dem lichten Aplit zu verschwimmen.

derung oder in breiten Lagen. In beiden Fällen aber ist deutlich, daß nicht ein gleichmäßiger Schichtenwechsel den hellen und den dunkeln Gesteinsanteil verbindet, sondern daß ersterer zwischen die zerrissenen Partien des letzteren eingedrungen ist (Fig. 81). Weitaus die meisten der Gneise sind derartige injizierte Schiefer.

Die Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung und meist auch die Korngröße nehmen zu in den Kontaktprodukten, welche aus Mergeln hervorgingen; hier treten die Kalktonerde- und Kalkmagnesiasilikate besonders hervor. Es entstehen die sog. Kalksilikatfelse, welche aus Granat, Vesuvian, Klinozoisit und Epidot, aus einem Diopsid-ähnlichen Pyroxen, aus grüner Hornblende, aus Wollastonit usw. sich zusammensetzen, wobei diese

Mineralien meist schon dem bloßen Auge deutlich werden und zumal, wenn kristallinischer Kalkspat im Gestein ist, gegen diesen recht deutlich kristallisiert sind. An die Stelle dieser mannigfaltigen Gesteine treten in den *Zentralalpen* die äußerlich oft sehr gneisähnlich erscheinenden Kalkglimmerschiefer, meist kalkspatreiche und daher mit Salzsäure aufbrausende und ziemlich weiche Gesteine mit deutlicher Schichtung, mit lichtem Glimmer, oft auch durch feinen Graphit grau bis schwarz, mit einzelnen Körnern von Quarz sowie öfter mit ziemlich viel dichtem Epidot.

Der ursprüngliche Gehalt an Geröllen usw., die man in Tongesteinen manchmal findet, bleibt bei der Kontaktmetamorphose besonders deutlich erhalten, und auch Fossilreste trifft man in den umgewandelten Bildungen noch wohl erkennbar, im allgemeinen allerdings um so weniger, je höher kristallinisch das Gestein geworden ist. Doch sind sehr wenig widerstandsfähige Skelette in weitgehend umkristallisierten Gesteinen erhalten geblieben, wie z. B. die Graptolithen im norwegischen Glimmerschiefer.

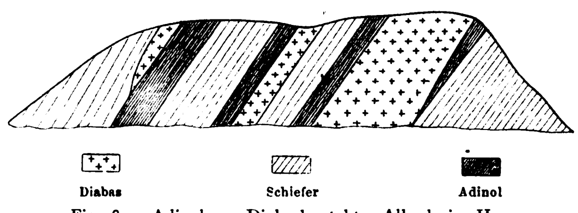


Fig. 82. Adinol am Diabaskontakt. Allrode im Harz.

Es ist eine lohnende Aufgabe für den Beobachter im Felde, auf derartige Bildungen zu achten, welche mehr als alles andere geeignet sind, die geologische Einheitlichkeit der sog. kristallinischen Schiefer als eine Utopie zu erweisen.

In einzelnen Fällen verläuft die Kontaktmetamorphose der Tongesteine etwas abweichend; es tritt lokal an Stelle der bisher beschriebenen Umkristallisation eine Imprägnation mit Kieselsäure. Solche am Kontakt verkieselte Tonschiefer, meist schwarz mit splittrigem Bruch und sehr dicht und hart, sind zahlreiche Kieselschiefer oder Lydite, desgleichen, aber mehr rötlich, der Porzellanjaspis. Ähnlich sind ihnen auch die als Adinol bezeichneten Kontaktbildungen, welche in ihrem Habitus sich mehr den Hornfelsen nähern und auch wie diese mit Fleckschiefern, den Spilositen und Desmositen verbunden sind. Solche Bildungen, meist nicht von großer Ausdehnung, trifft man besonders an wenig mächtigen Gängen, so namentlich von Diabas (Fig. 82). Noch viel weitgehender sind die chemischen Änderungen, welche sich manchmal in granitischen Kontaktzonen ein-

stellen: völlige Imprägnation mit Turmalin bringen schwarze, kristallinische Turmalinfelse hervor, oder durch magnesiareiche Wässer sind in solchen Gebieten Tonschiefer zu lichten, fettigen Talkschiefern geworden, welche oft Faltung und Fältelung des ursprünglichen Gesteins bewahrt haben.

Durch reine Hitzewirkung mittels der Ergußgesteine endlich werden Tongesteine einfach gebrannt und nehmen, meist unter lebhafter Rotfärbung, auch mit säulenförmiger Klüftung Beschaffenheit und Härte gebrannter Tone an.

Sandstein.

Als Sand bezeichnet man alle lockern Ablagerungen, welche vorherrschend aus noch deutlich fühlbaren Körnchen bis zu solchen von etwa Erbsengröße bestehen. Über vulkanischen Sand vgl. S. 123. Der Sand ist in der Hauptsache das Produkt der durch die Verwitterung eingeleiteten Gesteinszertrümmerung, eine Ausnahme bilden nur gewisse Kalksande, welche der Verwitterungslösung entstammen. Die der Verwitterung widerstehenden Gesteinsbestandteile werden durch bewegtes Wasser oder durch Wind gesichtet. Man unterscheidet einerseits Flußsand resp. See- oder Meeressand, anderseits Flugsand, Dünen- und Wüstensand. Die geologisch wichtigen Sande sind weit vorherrschend Quarzsande, bestehend aus rundlichen bis eckigen Quarzkörnern, neben denen häufig etwas Feldspat und Glimmer, auch kalkige Bestandteile organischen Ursprungs sowie schwarzgrüne Glaukonitkörner, Grünsand, in größerer Menge makroskopisch hervortreten.

Die Farbe des Sandes ist wechselnd nach den Verwitterungsbezirken, aus welchen sein Material stammt: von schmutzig gelbbraunen Farben bis zu den meist rein weißen des Dünensandes in der gemäßigten Zone, rötlichgelb bis zu kräftigem Rot im Tropengürtel, wo die lateritischen Verwitterungsprodukte vorherrschen.

Die Sonderung der Bestandteile des Verwitterungsrückstandes erfolgt bei Wassertransport viel unvollkommener als durch den Wind; im ersteren Fall enthält daher der Sand tonige Bestandteile und sonstige Beimengungen häufiger und in größerer Menge als im letzteren, wie man z. B. an den Meeresküsten deutlich verfolgen kann, wo die rein alluvialen Sandablagerungen tonig und von Organismenresten durchsetzt sind, während der zu den Dünen zusammengewehte Flugsand mehr gleichmäßiges Material führt. Bei den Flußsanden tritt im allgemeinen die ungleichmäßige Korngröße besonders hervor, und häufig sind hier Mischungen von Schlamm, Sand und Kies im Gegensatz zu der gleichmäßigen Größe der Körner im Flugsand. Die Kreuzschichtung findet sich bei beiden.

Der Sand als rezente Bildung hat eine ungemein bedeutende Verbreitung, besonders als Flugsand. Die Wanderdünen überschütten ganze Gebiete mit ihrem leichtbeweglichen Material, und in den bedeutenderen Wüstengebieten haben die Sandablagerungen geradezu regionale Ausdehnung. Aber auch unter den Bildungen früherer geologischer Perioden haben manche die lockere Beschaffenheit des Sandes bewahrt; so die silurischen Vorkommnisse bei *St Petersburg*, triassische Sande in der *Oberpfalz* und die wegen ihrer Leichtbeweglichkeit von den Bergleuten so sehr gefürchteten Schwimmsande z. B. in der *böhmischen* Braunkohlenformation.

Die Sandablagerungen früherer geologischer Perioden besitzen gewöhnlich nicht mehr die lockere Beschaffenheit, sie sind zu Sandstein geworden, von denen im allgemeinen jene der stärker dislozierten Schichtensysteme verbandfester sind als die weniger tektonisch beeinflußten, wobei die Veränderung namentlich das zwischen den Körnern vorhandene Bindemittel oder Zement betroffen hat. Wie bei den Sanden ist auch beim Sandstein Quarz der weitaus vorherrschende klastische Gemengteil, am häufigsten sind Quarzsandsteine.

Die Korngröße wechselt in den gleichen Grenzen wie beim Sand, mit ihrer Zunahme gehen die Gesteine in Konglomerate über. Das Korn ist bald sehr gleichmäßig und nicht allzu grob, ähnlich wie beim rezenten Dünen- und Wüstensand. Solche Ablagerungen sind meist fossilfrei und werden wohl auch als fossile Wüsten bezeichnet.

Unter den Keupersandsteinen in *Franken* und *Schwaben* sind dagegen recht ungleichmäßige Sandsteine verbreitet, in welchen wie im Flußsand gröbere Quarzgerölle mit feinem Sand gemischt sind, und in den Sandsteinen des Rotliegenden nimmt die Beimengung der größeren Gerölle häufig so zu, daß sich die Grenze gegen die Konglomerate verwischt. Andere Sandsteine sind zweifellos marine Bildungen; in ihnen sind Fossilreste häufiger, meist allerdings nur als Steinkerne erhalten, und im allgemeinen trifft man dann auch reichlicheres Bindemittel zwischen den einzelnen Quarzkörnern, von welchen die kleineren sich durch recht scharfeckige Beschaffenheit auszeichnen.

Neben den bald weißen bald mehr rauchgrauen oder rötlichen Quarzkörnern beobachtet man auch etwas Feldspat, bald frisch bald stark desaggregiert. Wenn dieser an Menge zunimmt, so spricht man von Arkose oder regeneriertem Granit, welcher aber gegenüber dem Granit selbst stets durch bedeutendes Vorherrschen des Quarzes sich auszeichnet. In den Glimmersandsteinen findet sich lichter Glimmer in wechselnder Menge, in dem meist stark tonigen Glaukonitsandstein sind die schwarzgrünen, schießpulverähnlichen Glaukonitkörner makroskopisch hervortretend.

Die Sandsteine sind oft dickbankig und zeigen dann häufig vertikale Kluftsysteme, durch welche sich groteske Felslandschaften herausmodellieren, wie im Quadersandstein des *Elbetals* (Fig. 83, S. 144), bald sind sie ziemlich dünnschichtig und gehen in Sandsteinschiefer über. Auf den Schichtflächen stellen sich gern tonigsandige Zwischenbildungen oder wenig mächtige Tonlagen ein. Unebenheiten der Schichtflächen sind weit verbreitet: die Wellenfurchen oder ripple marks der Wellensandsteine, die Ausfüllungen von Zerreißungsklüften beim Eintrocknen in den sog. Zopfplatten, die Pseudomorphosensandsteine mit ihren mit Sand ausgegossenen Hoppers, die Tierfährtensandsteine und die wulstige Oberfläche der Schichten der Hieroglyphensandsteine sind hierfür Beispiele.

Die Färbung der Sandsteine ist sehr wechselnd, oft aber in ausgedehnten Schichtensystemen gleichbleibend, so namentlich die rote, z. B. im old red sandstone, weiße bis gelbliche im Quadersandstein, graue in den in Quarzit übergehenden paläozoischen Sandsteinen der *Ardennen,* grüne in den glaukonitreichen Grünsandsteinen, schwarze bis schwärzlichgraue in den Kohlensandsteinen usw. Andernteils wechseln manchmal z. B. im Buntsandstein rote und gelbliche oder graulichgrüne Lagen miteinander ab, andere sind in eben diesen Farben geflammt und von ganz unregelmäßig verteilter Färbung.



Fig. 83. Absonderung von Quadersandstein. Adersbach in Böhmen. (Phot. H. Eckert, Prag.)

Man teilt die Sandsteine nach ihrem Zement in:

1. Kieselsandsteine, in welchen ein quarziges Zement die einzelnen Sandkörner verkittet. Dann ist bald die ursprüngliche klastische Struktur noch für das bloße Auge deutlich, bald erst bei aufmerksamer mikroskopischer Beobachtung zu erkennen; die Sandsteine gehen in die gleichmäßig eckig-splittrigen Quarzite über. In den Kristallsandsteinen ist das Zement als Fortwachsung der Sandkörner erst mikroskopisch erkennbar; es ist hier wohl ausschließlich der Diagenese von Kieselorganismen zuzuschreiben.

2. Tonsandsteine mit sehr wechselnden Mengen von tonigem Zement; diese sind die verbreitetsten unter den Sandsteinen, bald graulich oder gelblich gefärbt bald lebhaft rot, wenn das Bindemittel lateritisch ist, eisenschüssiger Sandstein, bald schwarzgrau, wenn reich an Kohle, oder durch Glaukonit grün. Die verhältnismäßig seltenen und nur in der

Nähe primärer Kaolinlagerstätten auftretenden Kaolinsandsteine sind rein weiße, meist sehr wenig verbandfeste Bildungen. Die größere oder geringere Menge des tonigen Bindemittels und die wechselnde Kompaktheit dieses selbst bedingen einen großen Wechsel in der Verbandfestigkeit der Tonsandsteine, von welchen die verbandfestesten solche mit mittlerem Gehalt an Zement in stark dislozierten Gebieten sind. Mit der Zunahme des Bindemittels werden sie gerne schiefrig, Sandsteinschiefer, und gehen in sandige Tonschiefer über.

Besonders verbreitet ist dieser Übergang in den hierher gehörigen paläozoischen Grauwacken, deren mittlere Typen tonige Sandsteine von grauer, selten bräunlicher und gelblicher Farbe mit allen möglichen kleinen Gesteinsfragmenten sind, meist von großer Verbandfestigkeit und oft mit phyllitartig glänzendem, etwas kristallinischem Bindemittel. Sandsteine mit kalkig-tonigem Bindemittel sind die Mergelsandsteine, die häufig sehr reich an kleinen Glimmerfetzen sind, z. B. die Molassesandsteine.

3. Kalksandsteine, in welchen das Bindemittel Kalkspat ist, welcher bald als dichter Kalk zwischen den Sandkörnern verteilt ist und dann oft seine organische Form noch erkennen läßt, bald den Sand in großen Kristallkörnern durchtränkt, deren Spaltungsflächen dem Bruch ein schimmerndes Aussehen verleihen. Im letzteren Fall wurde der Kalkspat von den zirkulierenden Gewässern abgesetzt, und seine Kristallkörner umschließen bis über 75% Quarz. Manchmal genügte die Menge des zugeführten Kalkes nicht, um den ganzen Sand zu verkitten, dann liegen Gruppen mit Quarzkörnern durchsetzter Kalkspatkristalle, kristallisierter Sandstein (Fig 84, S. 146), im losen Sand. Solche wittern auch heraus, Pseudomorphosensandstein, zum Teil manchmal mit einem Rückstand von Rost, Tigersand-



Fig. 84. Kristallisierter Sandstein von Fontainebleau.

stein. Auch Gips, Schwerspat und Dolomit können an Stelle des Kalkspats treten.

Die Farben sind vorherrschend weiß, gelblich oder graulich, nur selten, und zwar namentlich durch Kohle, dunkler grau. In den meist braunschwarzen, bituminösen Sandsteinen, welche namentlich im Ausgehenden der Petroleumlagerstätten vorkommen, bildet Bitumen das Bindemittel.

Ungemein mannigfach sind konkretionäre Gebilde in den Sandsteinen, unter welchen die meist lettenähnlichen Tonputzen der Gallensandsteine wohl primäre Nester sind. Echte Konkretionen sind die Drusen mit Quarz-, Kalkspat-, Cölestin- und Schwerspatkristallen, die Knollen von Dolomit, Hornstein, Feuerstein und Karneol, welche öfter ganze Lagen bilden, so z. B. im *badischen* Buntsandstein, Knollen von Phosphorit, wie sie namentlich die Grünsande der *nordfranzösischen* Kreide oder die Phosphoritsandsteine *Podoliens* massenhaft führen. Auch Erzimprägnationen finden sich öfter in Sandsteinen, so kleine Putzen von Bleiglanz in dem Knottensandstein, Cerussit im Bleisandstein, Kupferlasur und Malachit im Kupfersandstein usw.

Zahlreiche Sandsteine, besonders solche, die mehr Bindemittel führen, enthalten reichlich Fossilien; man benennt nach solchen den equisetenhaltigen Schilfsandstein, die Blättersandsteine, ferner Spiriferen-, Thalassiten-, Numuliten- und Muschelsandsteine, in welchen die organischen Reste oft nur als Steinkerne vorhanden sind.

Die chemische Zusammensetzung der Sandsteine ist entsprechend der Variabilität des Mineralbestandes sehr wechselnd, manche Quarzsandsteine und daran sich anschließende Quarzite enthalten über 90 %, ja bis 99 % SiO_2, in andern sinkt der Gehalt

mit der Zunahme der Beimengungen auf 50 % und darunter, und der dann sehr wechselnde Bestand ergibt sich aus der Zusammensetzung des die Quarzkörner verkittenden Bindemittels.

Die Verbreitung der Sandsteine in den verschiedenen geologischen Formationen ist ungemein bedeutend; von den präkambrischen, quarzitähnlichen Sandsteinen *Nordamerikas* bis zu den jüngsten Formationen sind wohl in allen Gruppen reichlich Sandsteine bekannt, unter welchen einige ausgedehnte Ablagerungen bilden und von großer Bedeutung für den Aufbau der fossilführenden Formationen sind. Zu erwähnen sind besonders: der Potsdamsandstein im Kambrium, der old red sandstone im Devon, die karbonischen Kohlensandsteine, die Buntsandsteine oder new red sandstone, die Keupersandsteine, die verschiedenen Sandsteine der Kreide, wie der Quadersandstein und Plänersandstein, die tertiären Karpathen- und Wiener Sandsteine, der in Diabastuff übergehende Taviglianazsandstein der *Alpen*, die Braunkohlen- und Molassesandsteine und schließlich die rezenten Meeressandsteine.

Gegenüber den Atmosphärilien verhalten sich die Sandsteine äußerst verschieden; während namentlich die kompakten Quarzsandsteine ein fast unverwüstliches Material darstellen, das wegen seines unregelmäßigen Bruches wohl nur als Straßenschotter Verwendung findet, trifft man bei tonigen und kalkigen Sandsteinen recht wechselnde Verhältnisse. Die verbandfesten, tonigen Sandsteine, hauptsächlich geologisch ältere Vorkommnisse, sind ungemein haltbar und widerstandsfähig, dabei meist ziemlich leicht zu bearbeiten und daher geschätzte Bausteine. Die weniger verbandfesten sind wegen ihrer Porosität und der dadurch bedingten Wasseraufnahme in unserem Klima dem Zerfrieren ausgesetzt, das einen Zerfall zu Sand hervorbringt. Auch ohne die Wirkung des Frostes aber blättern solche Sandsteine leicht ab, zumal wenn kräftige Insolation mit Durchfeuchtung wechselt. Kalkige Sandsteine sind an sich oft

viel wetterbeständiger, sie widerstehen aber der in der Luft unserer Großstädte in so hohem Maße vorhandenen schwefligen Säure nicht, welche den Kalk herauslaugt. Zahlreiche, besonders feinkörnige, tonige Sandsteine finden als Wetzschiefer Verwendung, konglomeratartige werden als Mühlsteine verarbeitet.

Das spezifische Gewicht, welches im kompakten Kieselsandstein etwas über 2,6 beträgt, nimmt mit der Verbandfestigkeit rasch ab, und zahlreiche, technisch recht wohl verwertbare Sandsteine haben ein Gewicht von nicht einmal 2,0. Überhaupt haben öfter Sandsteine, die eine hohe Druckfestigkeit besitzen, in bergfrischem Zustand eine recht wenig feste Beschaffenheit.

Kontaktmetamorphose der Sandsteine. Feinkörnige, an tonigem Bindemittel reiche Sandsteine nehmen durch Kontaktmetamorphose ähnlichen Habitus an, wie bei den Tonschiefern beschrieben wurde. Gröbere Sandkörner bleiben aber selbst in den inneren Kontaktzonen erhalten und lassen sich auch in weitgehend umgewandelten Gesteinen schon makroskopisch als klastische Gemengteile erkennen. An Bindemittel arme, vorherrschend aus gröberen Quarzkörnern bestehende Sandsteine ändern ihren Habitus überhaupt sehr wenig, und die Einwirkung zeigt sich hier erst mikroskopisch in dem einigermaßen kristallinischen Gefüge und in der gewöhnlichen Imprägnation mit Turmalin.

Zahlreiche Glimmerschiefer sind aus tonigem Sandstein hervorgegangen, und dasselbe gilt für ausgedehnte Serien der Quarzphyllite; aber unter letzterem Namen faßt man auch phyllitartig umgebildete Tonschiefer zusammen, welche mit Lagen und Linsen von Quarz injiziert sind. Die Hitzewirkung der Ergußgesteine äußert sich hier besonders in der partiellen Schmelzung, Frittung, oft zugleich mit säuliger Absonderung. Solche namentlich am Basaltkontakt partiell geschmolzene Sandsteine haben viel gleichmäßigeren und kompakteren Bruch, lassen aber meist ihre ursprüngliche Natur dem bloßen Auge noch deutlich erkennen.

Konglomerate und Brekzien.

Wenn die gröberen Rollstücke, der Kies und Schotter, wieder zu Gesteinen verfestigt sind, bezeichnet man diese als Konglomerate. Sie bestehen bald hauptsächlich aus grobem Material, zwischen welchem wenig Sand und Ton oder Kalk das Bindemittel abgeben, wie dies die Regel ist, oder das feinere Bindemittel herrscht mehr oder weniger vor und umschließt dann gewöhnlich neben kleineren Geröllen sehr große und neben gerundeten auch wenig abgerollte Gesteinsbruchstücke; solche Konglomerate sind glazialen Ursprungs.

Am wichtigsten sind die Quarzkonglomerate, welche im allgemeinen die Reste der Quarzadern und Gänge in den durch Verwitterung desaggregierten Gebirgsteilen darstellen. Zu diesen gehören der kieselige millstone grit oder die als banket bezeichneten, goldführenden Konglomerate des *Witwatersrandes*. Analog ist der eozäne Puddingstein, der vorherrschend aus der darunterliegenden Kreide stammende Feuersteingerölle, daher auch Flintkonglomerat genannt, in quarzigem Bindemittel enthält. Dagegen ist die Kalknagelfluhe der *Voralpen* vorherrschend ein Kalkkonglomerat in kalkigem Bindemittel (Fig. 85).



Fig. 85. Konglomerat. Nagelfluhe, Überfälle bei München.

Zusammengesetzte Konglomerate enthalten verschiedenartige Gerölle gleichzeitig wie die bunte Nagelfluhe.

Wichtig unter den vielgemischten Konglomeraten ist der Verrukano oder Sernfit, in der Hauptsache ein Quarzkonglomerat mit zahlreichen Geröllen von Quarzporphyr und andern Gesteinen, meist wohl von jungpaläozoischem Alter, in welchen oft weitgehende Metamorphosen stattgefunden haben. Die ganz serizitisch gewordenen Gesteine sehen oft augengneisähnlich aus.

Konglomerate finden sich in allen geologischen Formationen; daß in bestimmten Horizonten solche hervortreten, hat seine Ursache in den durch Hebungen und Senkungen bewirkten kontinuierlichen Verschiebungen der Küstenlinien und in dem glazialen Ursprung ausgedehnter Vorkommnisse. Besonders bemerkenswert unter letzteren ist das Dwykakonglomerat der *Kapkolonie*, ein Granitkonglomerat mit reichlichem,

sandigem Bindemittel, das nicht nur selbst geschrammte Geschiebe enthält, sondern auch deutliche Schrammen auf seinem Untergrund erkennen läßt. Es besitzt etwa permokarbonisches Alter, d. h. es ist gleichaltrig mit echt tropischen Ablagerungen im *nördlichen Europa,* eine Erscheinung, welche für die geologische Bedeutung der Eiszeiten von hervorragender Wichtigkeit ist.

Die alluvialen Konglomerate gehen ganz allmählich in Sandsteine über, und während die eigentlichen Konglomerate fossilfrei zu sein pflegen, trifft man in diesen Übergängen häufig organische Reste. Die konglomeratischen Sandsteine des Rotliegenden und des durch Auslaugung des Eisengehaltes aus diesem entstandenen Weißliegenden und Grauliegenden, die an größeren Quarzgeröllen reichen Keupersandsteine gehören meist in diese Übergangsgruppe. Mit dem Hervortreten derselben ist dann gewöhnlich auch eine deutlichere Schichtung verbunden. Die gröberen Gerölle der Konglomerate sind meist recht vollkommen abgerundet, wo es sich um fluviatile und alluviale Ablagerungen handelt, viel weniger gleichmäßig in den glazialen. Echte Kantengeschiebe kann man unter Umständen in den Wüstenbildungen finden.

Unter der Einwirkung kontaktmetamorphosierender Prozesse erhalten sich die Gerölle fast stets recht deutlich, während im Zement der Konglomerate ähnliche Umwandlungen vor sich gingen wie beim Sandstein. Man findet so öfter deutliche Gerölle in glimmerschiefer- oder phyllitartigem Bindemittel.

Von den Konglomeraten unterscheiden sich die Brekzien durch die eckige Form der Fragmente, welche zu festem Gestein verkittet wurden. Eigentlich sedimentäre Brekzien sind selten und von geringer Ausdehnung, nur wenige sind schichtbildend, und auch diese sind nicht aushaltend, die meisten erscheinen als Ausfüllungen von Spalten und Höhlen, in denen das aufgelockerte und zerbröckelte Nebengestein durch die zirkulierenden Gewässer zu mehr oder weniger festen Gesteinen verkittet wurde. Bei den sog. Knochenbrekzien herrscht das sandig-tonige oder auch mergelige resp. lehmige Bindemittel häufig vor, und neben Bruchstücken von Knochen, Zähnen usw. sind namentlich Kalksteinbruchstücke vorhanden. Man unterscheidet die namentlich an der Küste des *Mittelmeers* als Ausfüllung von Spalten auftretende Spalten- oder Herbivorenbrekzie, deren organische Reste vorwiegend von Pflanzenfressern herrühren, von der Knochenbrekzie der Kalksteinhöhlen z. B. der *schwäbischen* und *fränkischen Alb,* der Höhlenbrekzie im allgemeinen, die eine Karnivorenbrekzie ist. Derartige Brekzien enthalten hin und wieder sehr weitgehend fossilisierte Knochen und werden

auch auf Phosphorit ausgebeutet. Mit der Zunahme von Sand und Lehm gehen sie in Knochensandstein, Knochenlehm oder Knochenton über. Manche derselben treten schichtbildend als lokale Fazies sonst völlig fossilfreier Sandsteine auf und werden dann wohl nicht mit Unrecht als Reste der Oasen einstiger Wüstengebiete angesehen, um welche sich die Tiere sammelten.

Weitaus die meisten Brekzien verdanken vulkanischen und namentlich gebirgsbildenden Prozessen ihre Entstehung. Zu ersteren gehören die Explosionstuffe; auch sonst werden Tuffe, namentlich wenn sie mit dem Detritus der anstehenden Gesteine mehr oder minder vermengt sind, als Brekzien bezeichnet; so zahlreiche Trachyt- und Bimssteinbrekzien. Häufig sind auch vulkanische Brekzien, in welchen ein eruptives Gestein selbst das Bindemittel der verschiedenartigen, umschlossenen Bruchstücke bildet, die dem Nebengestein entstammen. So bilden sich an den Salbändern der Eruptivbildungen sog. Kontaktbrekzien, deren Bindemittel Granit, Syenit, Quarzporphyr usw. ist, in denen Bruchstücke älterer Gesteine, manchmal von ähnlicher, manchmal von ganz abweichender Beschaffenheit vorhanden sind.

Anhang: **Mylonit.**

Besonders wichtig sind für den Geologen jene Brekzien, welche gebirgsbildenden Prozessen ihre Entstehung verdanken. Öfter sind ganze Gesteinskomplexe in ihrem inneren Gefüge zermalmt, endogene Brekzien, ein Prozeß, der bei körnigen Gesteinen zu den verschiedenen Stadien der Mörtelstruktur führt, bei dichten und kompakten sich darin äußert, daß das Gestein bald aus eckigen bald aus ganz abgeschliffenen, aber ineinanderpassenden schaligen Bruchstücken besteht. Andere Gesteine erscheinen durch gebirgsbildende, von zahlreichen, oft recht regelmäßig verlaufenden Kluftsystemen in scharfeckige Bruchstücke zerschnitten, so z. B. der Dolomit (Fig. 86, S. 152), der dann durch leichter löslichen Kalkspat wieder ausgeheilt ist. Durch die Atmosphärilien wird dieser wieder herausgenagt, und die Gesteine zerfallen bei der Verwitterung zu einem feinen, scharfeckigen Grus.

Diesen in ihrem inneren Gefüge erschütterten Gesteinen stehen als viel weiter fortgeschrittene Zerreibungsprodukte die Dislokations- oder Reibungsbrekzien resp. Mylonite gegenüber. Zahlreich sind die Vorkommnisse von Kalksteinbrekzien, welche unter diesen Verhältnissen auftreten, wobei im allgemeinen der zu eckigen Bruchstücken zertrümmerte Kalk von anders gefärbten Kalkspatadern wieder verkittet wird, Vorkommnisse, die zu den geschätztesten Farbmarmoren gehören.

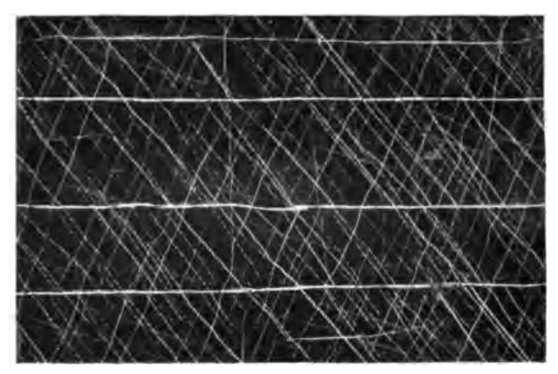


Fig. 86. Dolomit von der Saalburg.

In andern Fällen aber, und das sind die charakteristischsten Formen der Mylonite, bildet das Material der Gesteinszerreibung selbst die Basis, in welcher die eckigen oder abgerundeten, oft auch Glazialgeröllen ähnlich geschrammten Gesteinsbruchstücke eingebettet sind, wobei das Gestein seine oft recht bedeutende Verbandfestigkeit dem Gebirgsdruck allein verdankt. Zumal da, wo es sich um Überschiebungen von großer Sprungweite handelt, erscheinen recht konglomeratähnliche, bunte Brekzien, welche aus Fragmenten verschiedenartiger Gesteine zusammengesetzt sind.



Fig. 87. Lochseitenkalk mit Knetstruktur. Lochseite bei Schwanden, Schweiz.

Das letzte Stadium der Zertrümmerung bilden mehr oder minder gleichmäßig zerriebene, dichte, «gequälte» Gesteine, deren ursprüngliche Beschaffenheit völlig durch Zermahlung und Durcheinanderknetung der einzelnen Bestandteile verwischt ist, wie z. B. die Pfahlschiefer des *Bayrischen Waldes* oder der Lochseiten-

kalk (Fig. 87), der die eigentliche Knetstruktur in typischer Weise zeigt. Daß solche, intensiv zermahlene Gesteine von Klüften und mannigfaltigsten Neubildungen über und über durchsetzt sind, kann nicht auffallen, bemerkenswert aber ist, daß die mikroskopische Beschaffenheit der Hauptmasse selbst nirgends eine Umkristallisation erkennen läßt.

II. Chemische Sedimente.

Als chemische Sedimente (fälschlich auch Präzipitate genannt) faßt man die Ausscheidungen der Verwitterungslösung zusammen, welche ohne Mitwirkung der Organismen durch einfache Konzentration sich abgeschieden haben. Die hierzu notwendige Verdunstung tritt lokal in steppenumsäumten Meeresbuchten ein, andernteils aber in weitgehendem Maße in der Wüste, und die schichtbildenden, chemischen Sedimente sind daher einesteils echte Meeressedimente, andernteils Ablagerungen der Wüste.

Die chemischen Sedimente, welche eine geologische Bedeutung haben, sind Anhydrit, Gips und Steinsalz, in den hauptsächlichsten Vorkommnissen miteinander verbunden. Dagegen sind mehr lokale Vorkommnisse von sehr großer technischer Wichtigkeit die Abraumsalze, in welchen die leicht löslichen Mutterlaugensalze des Meerwassers, vor allem Chloride und Sulfate von Kali und Magnesia vorliegen. Vorherrschend Wüstenbildungen stellen die nicht unwichtigen Glaubersalzablagerungen des *Ebrotals* dar, welche mit Steinsalz wechsellagern; analoger Entstehung sind unzweifelhaft auch die in Ton und Sand eingelagerten Schichten von Caliche oder Chilesalpeter bei *Tarapaca* in Peru, welche mit Glauberit und Borokalzit vergesellschaftet sind usw.

Chemische Sedimente im weiteren Sinn, häufig unter Mitwirkung von Algen entstanden, sind auch kalkige und kieselige Bildungen, die aber gleichfalls nur lokale Bedeutung haben. Hierher gehören die zellig-kavernösen Kalktuffe, vorherrschend aus durcheinanderliegenden, mit faserig-strahligem Kalkspat überzogenen Pflanzenstengeln und Blättern bestehend, deren Form oft auf das vorzüglichste erhalten, deren organische Substanz aber meist weggeführt ist, wodurch eine röhrige Struktur entsteht. Es sind lichte, weißliche bis gelbe Gesteine, in bergfeuchtem Zustand oft sägbar, aber an der Luft erhärtend und als Baumaterial wegen ihrer Leichtigkeit und Luftdurchlässigkeit bei ziemlicher Druckfestigkeit sehr geschätzt, z. B. der Travertin. Gleichfalls ein chemisches Sediment ist die schneeweiße Seekreide, die namentlich in stagnierenden Gewässern, unter Torfmooren usw. in

nicht bedeutenden Ablagerungen sich bildet. Auch die an Süßwasserkonchilien, Landtieren und Pflanzenresten reichen Süßwasserkalke, welche bald erdig bald kompakt sind, wohl auch in Kalktuff übergehen, sind großenteils als chemische Niederschläge anzusehen.

Während die besprochenen Kalksedimente, wenn auch meist in nicht beträchtlicher Ausdehnung, so doch eigentlich schichtbildend auftreten, sind die Kalksinter nur Inkrustationen von Klüften, Höhlen usw., in welchen kalkreiches Wasser durch Verdunstung seinen Kalkgehalt in oft recht grobkristallinischer Form absetzte. Hierher gehören die prachtvollen Tropfsteinbildungen der Höhlen in den Kalkgebirgen. Manche Kalksinter bestehen aus faserigem Aragonit, und solche sind durch mannigfaltige Farbenzeichnung und besonders durchscheinende Beschaffenheit wirkungsvoll. Es sind die geschätzten Onyxmarmore der Industrie, von welchen man aus Analogie mit dem Sprudelstein von *Karlsbad* thermale Entstehung als wahrscheinlich annimmt. Hierher gehören auch die aus erbsengroßen, schaligen Kügelchen zusammengesetzten Erbsensteine oder Pisolithe.

Absätze von meist amorpher Kieselsäure, aus heißen Quellen entstanden, sind die Bildungen von Kieseltuff und Kieselsinter, welche den entsprechenden Kalkgesteinen ähnlich ausgebildet sein können, aber kaum je die kompakte Beschaffenheit der Kalksinter erreichen.

Anhydrit, Gips und Steinsalz.

Die in weiterer Verbreitung vorkommenden chemischen Sedimente sind hauptsächlich die Bestandteile der Steinsalzformation, Anhydrit, Gips und Steinsalz. Die hier zusammengefaßten Gesteine sind in Wasser in ziemlichem Maße löslich, und dies veranlaßt nicht nur die oberflächliche Auflösung durch die Einwirkung der atmosphärischen Gewässer, die Gipsschlotten usw., sondern auch ausgedehnte Auslaugungen in der Tiefe, die Wasserkissen, deren Zusammenbruch zu geologischen Dislokationen führen kann. Ebenso entstehen Faltungen und Störungen in ziemlichem Maße durch die bedeutende Ausdehnung, welche der Anhydrit bei seiner Umwandlung in Gips erfährt, und die etwa $^1/_5$ der ganzen Masse beträgt. An der Erdoberfläche

trifft man Anhydrit und Steinsalz nur in sehr regenarmen Gebieten.

Im feuchten Klima dagegen ist das Steinsalz an der Oberfläche stets weggelöst, und es sind in erster Linie salzhaltige Quellen, welche das Vorkommen desselben im Gebirge anzeigen, während der Anhydrit zu Gips umgewandelt ist. Der zu Tage stehende Gips zeigt mannigfache Korrosionsformen durch die Tagewässer. Andernteils setzen die Gewässer die Lösungsprodukte häufig wieder ab, und so trifft man Steinsalz und Gips häufig in Adern und Gängen, welche durch faserige Beschaffenheit sich auszeichnen, Fasersalz resp. Fasergips.

Im Salzton oder Salzpelit der Salzpfannen der rezenten Wüste bilden sich derartige Adern fortgesetzt, eine brekzienartige Struktur des durch Eintrocknen zerklüfteten Schlammes bewirkend, und ganz analog ist die Beschaffenheit des Haselgebirges der alpinen Salzlagerstätten, welche sich dadurch als Wüstenbildungen charakterisieren. Auch die häufige gelbe bis rote Farbe des in ihnen vorkommenden Steinsalzes weist in derselben Richtung.

Anhydrit als ursprüngliches Sediment ist fast stets von ziemlich dichter Beschaffenheit, unter dem Mikroskop vorherrschend aus kristallinisch-körnigem Anhydrit mit eingeschwemmten Tonpartikelchen bestehend, von weißgrauer Färbung, auch dunkler bis bräunlichgrau oder blaugrau. Rötliche oder blaue bis violette Farben finden sich besonders an den grobkristallinischen, öfter auch stengligen Ausfüllungen der Klüfte. Der Anhydrit enthält meist etwas Steinsalz und schmeckt daher salzig, ferner an kohligen Einschlüssen reiche Kristalle von Dolomit, Anthrakonit, oder ebensolche Quarzkristalle. Dünne weiße Lagen von Anhydrit zusammengefaltet zwischen dunklerem Salzton bilden den Gekrösestein (Fig. 88, S. 156). Das hohe spezifische Gewicht

des Anhydrits = 2,9, seine geringe Löslichkeit in Säuren und sein meist ziemlich kristallinischer Bruch sind charakteristisch, am sichersten aber ist der mikrochemische Nachweis: ein Körnchen des Gesteins, mit einem Tropfen Wasser digeriert, gibt beim Verdunsten die charakteristischen Kristalle von Gips.

Der zumeist aus Anhydrit hervorgegangene Gips ist nur selten makroskopisch deutlich kristallinisch, so z. B. der weiße, durchscheinende Alabaster, meistens ist er sehr feinkörnig bis dicht und selbst mikroskopisch kaum diagnostisch; die Farben sind



Fig. 88. Gekrösestein, Bochnia in Galizien. (Phot. Prof. Hofmann.)

ähnlich wie beim Anhydrit. Er geht in Gipston über. Ablagerungen von Gips in ziemlicher Bedeutung kennt man auch außerhalb der Steinsalzformation, häufig mit denselben akzessorischen Mineralien, wie sie im Anhydrit auftreten, und schließlich trifft man Gips auch als Produkt thermaler Tätigkeit, so als Imprägnation von Tuffen, und besonders in Begleitung von Cölestin in den sizilianischen Schwefellagern.

Das Steinsalz ist stets deutlich körnig, zumal wenn es sehr rein ist, dabei gewöhnlich völlig richtungslos, aber oft mit ausgesprochener Schichtung.

Feinkörnig bis dicht wird es, wenn es stark mit Ton verunreinigt und graulich oder bräunlich ist, Tonsalz, welches in den matten, graulichen Salzton übergeht. Grobkörnige Varietäten zeigen die sehr vollkommene Spaltbarkeit und sind häufig wasserklar, öfter mit makroskopisch erkennbaren Flüssigkeitseinschlüssen. Färbung ähnlich wie beim Anhydrit, namentlich in sekundären Kluftausfüllungen. Ein besonders in den alpinen Steinsalzlagerstätten verbreiteter Gehalt an $MgCl_2$ bedingt seine Zerfließlichkeit.



Fig. 89. Anhydritbänder, «Jahresringe», im Steinsalz von Staßfurt.

Organische Skelette sind in den hier besprochenen Gesteinen ziemlich selten, dagegen organische Substanzen, namentlich Bitumen und Kohlenwasserstoffe, besonders im Steinsalz verbreitet, das öfter infolge solcher Einschlüsse beim Auflösen unter lebhaftem Geräusch zerspringt, Knistersalz.

Die Lagerungsverhältnisse des Steinsalzes und seiner Begleiter zeigen öfters große Regelmäßigkeit auf weite Entfernung und einen gleichmäßigen Schichtenwechsel zwischen Anhydrit und Steinsalz, Bändersalz (Fig. 89), so z. B. in dem mittel-

deutschen Steinsalzgebiet. Andernteils trifft man sehr große Unregelmäßigkeiten, selbst direkt stockförmiges Auftreten, sei es infolge von Dislokationen durch chemische Veränderungen innerhalb der leicht umzulagernden Vorkommnisse, oder auch primär, wie im alpinen Typus der Steinsalzlagerstätten, den fossilen Salzpfannen von Wüstengebieten.

Die gewaltige Mächtigkeit einzelner Steinsalzlagerstätten, welche z. B. durch das Bohrloch von *Sperenberg* bei Berlin illustriert wird, welches über 1200 *m* tief in reinem Steinsalz getrieben ist, ohne dessen Liegendes zu erreichen, läßt die geologische Bedeutung dieser Salzablagerungen hervortreten, zumal derartige Vorkommnisse auch große horizontale Ausdehnung besitzen. Steinsalzlagerstätten kennt man aus allen geologischen Perioden; in einem einheitlichen Gebiete sind sie aber im allgemeinen an einen bestimmten Horizont gebunden: so ist eine der ausgedehntesten Salzlagerstätten der Welt, jene des *salt range* im Pendschab, silurisch; der Dyas gehören die großartigen Salzlagerstätten *Nord-* und *Mitteldeutschlands* an; in der Trias finden sich Salzlager von größerer Ausdehnung in *Württemberg* und in den *Alpen,* und das Tertiär ist wieder besonders reich an Steinsalz: hierher gehören die ausgedehnten Ablagerungen längs der *Karpathen,* jene *Spaniens, Siziliens, Armeniens, Persiens* usw.

III. Organogene Sedimente.

Sie sind von zweierlei Art:

1. Vorherrschend aus der organischen Substanz hervorgegangen: aus Pflanzen die Kohlen, aus Tieren (wenigstens vermutlich) Petroleum und Bitumen.

2. Vorherrschend aus den Skelettteilen entstanden und meist tierischen Ursprungs: Kalksteine, Kieselgesteine und Phosphorite.

Kohlen.

Äußere Beschaffenheit. Kohlen sind dunkle, schwärzlichbraune bis schwarze Gesteine von niederem spezifischem Gewicht, Gemenge verschiedener Kohlenstoffverbindungen, deren spezielle Beschaffenheit sehr wenig bekannt ist, die man aber in der Hauptsache in die zwei Gruppen der kohligen und der bitu-

minösen Substanzen einteilen kann. Die ersteren sind schwarz und spröde, auch unter dem Mikroskop vollständig undurchsichtig, ziemlich sicher amorph und stehen in ihrer Zusammensetzung dem amorphen Kohlenstoff nahe. Die bituminösen Substanzen dagegen sind von wachsartiger Beschaffenheit und meist braun gefärbt; bitumenreiche Kohlen sind viel milder und haben glänzenden Strich. Die phytogene Entstehung ist bei vielen Kohlen schon makroskopisch sichtbar, indem sie die Pflanzenstruktur mehr oder minder vollständig bewahrt haben.

Von der Substanz der Holzfaser führt eine ununterbrochene Reihe zum reinen Kohlenstoff, welcher als Schungit bezeichnet wird, einer splittrig brechenden, spröden, metallartig glänzenden, schwarzen Masse. Ähnlich diesem sind noch die besten Qualitäten des über 90 % Kohlenstoff enthaltenden, häufig schön muschelig brechenden Anthrazits, der rein schwarze Farbe und oft metallartigen Glanz hat; bei den schlechteren Sorten wird der Glanz allmählich ein gewöhnlicher. Diese bilden Übergänge in die schwarze, gemeinglänzende Steinkohle, welche hin und wieder schon recht bitumenreich, «fett» ist, während der Anthrazit durchaus «mager», d. h. arm an Bitumen erscheint. Anthrazit ist härter ($H = 2$ bis 2,5) und schwerer (spez. Gew. bis 1,7) als alle übrigen Kohlen; er brennt schwer, raucht, rußt und riecht nur wenig und wird von Kalilauge nicht angegriffen. Die Steinkohlen brennen viel leichter, mit heller, stark rauchender und riechender Flamme und färben öfters Kalilauge schwach gelbbraun. Ihre Härte ist geringer, und das spezifische Gewicht erreicht nur selten 1,5. Die organische Struktur ist oft durch und durch erhalten.

Wenn der rein schwarze Strich der Steinkohle allmählich bräunlich wird, so geht dieselbe in Braunkohle über. Die Braunkohlen sind meist nicht arm

an Bitumen und haben die geringste Härte sowie ein spezifisches Gewicht, das im allgemeinen nicht weit über 1,0 hinausgeht. Der Kohlenstoffgehalt schwankt von 75 bis 55%. Sie färben Kalilauge intensiv braun, brennen leicht mit rußender, rauchender und meist recht übelriechender Flamme, schmelzen aber im allgemeinen nicht. In ihren Destillationsprodukten trifft man neben jenen der Steinkohle auch die für die Holzfaser charakteristische Essigsäure.

Nach dem Aussehen unterscheidet man bei den Steinkohlen die spröde Glanzkohle, oft noch mit deutlich muscheligem Bruch, von der meist milden, oft zähen und bitumenreichen Mattkohle, welche mehr schimmernden Bruch hat. Grobkohlen brechen in groben Stücken, Schieferkohle ist durch unreinere, tonige Zwischenlagen schiefrig, Rußkohle ist locker und erdig usw. Pechkohlen haben pechähnliches Aussehen, sind aber meist Braunkohlen. Sehr bitumenreiche Steinkohlen, welche zum Teil schon mehr zum Bitumen selbst gehören, sind die matte Bogheadkohle und die etwas weiter verbreitete Kännelkohle. Sie liefern besonders hohe Gasausbeute, sind zähe und sehr politurfähig.

Gemeine Braunkohle ist meist bräunlich, weniger muschelig brechend, weniger glänzend und weicher, oft mit deutlicher organischer Struktur. Lignit hat Form und Struktur des Holzes, dessen einzelne Teile deutlich zu unterscheiden sind. Pyropissit und Schweelkohle sind mehr bitumenähnliche Stoffe, von bräunlichgrauer Farbe und tonartig mattem Bruch, aber glänzendem Strich, bald mehr kompakt bald in feuchtem Zustand schmierige Massen, die beim Trocknen zerbröckeln.

Alle Kohlen sind mehr oder minder verunreinigt; gröbere klastische Bestandteile sind verhältnismäßig selten, doch sind in den verschiedensten Vorkommnissen auch einzelne grobe Gerölle vorhanden. Die Verunreinigung besteht in der Hauptsache aus tonigen Aggregaten, welche in nicht unbedeutenden Mengen vorhanden sein können. Man bezeichnet den Gehalt an solchen als ihren Aschengehalt, der im allgemeinen einige Prozent beträgt, in schlechten Kohlen aber auch bis 15, ja 20% hinaufgeht. Diese «Asche» dürfte in der Hauptsache auf eingeschwemmten Schlamm zurückzuführen sein. Akzessorisch trifft man öfters Knollen von Sphärosiderit und Hornstein in der Steinkohle und besonders Aggregate von Schwefelkies und Markasit.

Kohlen finden sich in allen geologischen Formationen. Von besonderer Wichtigkeit aber sind die Kohlen-

ablagerungen in zweien derselben: in der Steinkohlenformation, dem Karbon, und der Braunkohlenformation, dem Tertiär; aus dem Namen ergibt sich auch die hauptsächliche Verteilung, und es ist im allgemeinen nicht zu bezweifeln, daß mit dem geologischen Alter auch der Gehalt an Kohlenstoff steigt, während gleichzeitig jener an Sauerstoff abnimmt, derjenige an Wasserstoff aber wenig regelmäßig ist.

Die paläozoischen Kohlen sind die kohlenstoffreichsten, und man kann manchmal die Beobachtung machen, daß ein und dasselbe Flöz, welches in wenig gestörten Lagerungsverhältnissen eine bituminöse Steinkohle führt, an Orten starker Störung als Anthrazit ausgebildet ist. Desgleichen beobachtet man bei den Braunkohlen, daß die in stark gefalteten Gebirgen auftretenden *(Oberbayern)* sich viel mehr der Beschaffenheit der Steinkohle nähern. Man hat daher die Ansicht ausgesprochen, daß das Stadium der Verkohlung eine Funktion des geologischen Alters und der Dislokationen sei, und daß in den geologischen Körpern eine fortgesetzte Anreicherung an Kohlenstoff stattfinde. Gegenüber steht dem die Hypothese, daß die Verkohlungsprozesse mit der diagenetischen Umbildung abgeschlossen waren, eine Anschauung, welche viel mehr Wahrscheinlichkeit hat. Die in Kohlenbergwerken ständig auftretenden schlagenden Wetter werden zwar als Hauptargument für die Fortdauer des Verkohlungsprozesses angesehen, man kann sie aber viel plausibler als Ergebnisse gasförmiger Einschlüsse in den Kohlen erklären.

Geologische Verhältnisse. Kohlen finden sich in Flözen, d. h. in sehr gleichmäßigen, randlich sich langsam auskeilenden Schichten, mit Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten wechsellagernd. Flöze von meist geringer Mächtigkeit, selten über 10 *m*, aber in großer Anzahl sich übereinander wiederholend und oft über Quadratmeilen hin durchaus gleichmäßig sind für Steinkohlen charakteristisch. So zählt man bei *Aachen* 45, im *Donetzbecken* sogar 225 Flöze übereinander, wobei 30 *cm* die untere Grenze der Mächtigkeit eines abbauwürdigen Flözes, selbst bei sehr günstigen Gewinnungsbedingungen sein dürfte. Sehr viel mächtiger sind gute Braunkohlenflöze, Vorkommnisse von 15 bis über 30 *m* sind keine Seltenheit, aber ihre Zahl ist geringer und geht in einem Gebiet kaum über 6 hinaus. Die Gleichmäßigkeit

der Schichten wird aber zumal in den Steinkohlengebieten durch ausgedehnte Dislokationen und Verwerfungen gestört, und die Kohle erscheint daher sehr absätzig (Fig. 90).

Die Kohlen sind Anhäufungen von Pflanzenmaterial, dessen Struktur oft noch deutlich erkennbar ist. Die im Silur vorhandenen Anthrazitflöze dürften aus Seetang hervorgegangen sein, die vorherrschend als Steinkohlen ausgebildeten Flöze im Karbon und die selteneren im Mesozoikum verdanken vor allem mächtigen Farnen und Bärlappgewächsen ihre Entstehung; im Tertiär war die Flora der gewaltigen Braunkohlenflöze schon sehr unserer rezenten genähert unter deutlichem Hervortreten tropischen Charakters.

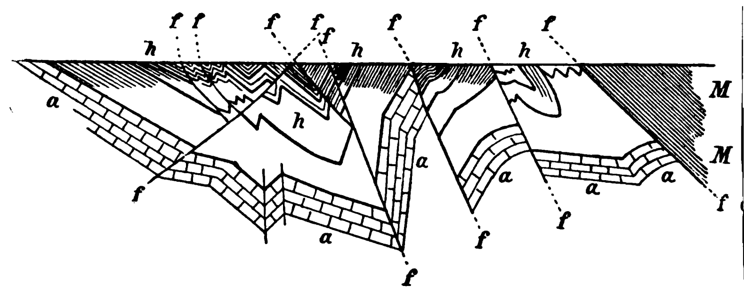


Fig. 90. Profil aus dem Kohlenbecken von Lüttich, Belgien.

M Oberdevon, *a* Kohlenkalk, *h* Flözführendes Karbon, *f* Verwerfungen.

Bemerkt mag noch werden, daß Kohlen öfter im Kontakt mit Eruptivgesteinen verändert sind. An Intrusivmassen werden sie, manchmal unter Erhaltung ihrer Struktur, zu Graphit; aber die meisten und wichtigsten Graphitlagerstätten sind Neubildungen von Fumarolen auf Klüften von Eruptivgesteinen und deren Umgebung. Bei weniger intensiver Veränderung sind kontaktmetamorphe Kohlen anthrazitähnlich, enthalten dann aber meist gasförmige Stoffe in solcher Menge, daß sie beim Brechen besonders massenhafte schlagende Wetter entwickeln und beim Erhitzen in feinen Sand zerspritzen, Knisterkohle, oder endlich sie sind an Ergußgesteinen zu häufig prismatisch abgesondertem Koks geworden.

Anhang: Torf.

Als Torf bezeichnet man rezente, bald lockere und filzähnliche bald zusammengepreßte und dann kompakte Massen von

verwesten Pflanzenfasern, welche sich überall dort bilden, wo intensive Durchfeuchtung des Bodens dessen Vermoosung bedingt. Der lockere Torf ist meist lichter braun und läßt die einzelnen organischen Teile noch deutlich erkennen, Rasentorf; der zusammengepreßte und kompakte hat mehr kohlenähnliches Aussehen, Pechtorf. In chemischer Beziehung verhält er sich der Holzfaser ähnlich, ist aber im allgemeinen durch eingewehten Staub stark verunreinigt, also reich an Asche, und brennt mit stinkender Flamme unter Entwicklung von dickem, meist gelbem Rauch. Nach der Entstehungsart unterscheidet man:

1. Moostorf aus Wassermoosen bestehend, welche vor allem die Fähigkeit haben, auf ihren abgestorbenen Teilen weiterzuwuchern; 2. Wiesentorf aus Riedgräsern und Binsen; 3. Heidetorf aus Heidekräutern; 4. Holztorf aus Holzteilen von Sumpfbäumen; 5. Meer- oder Seetorf aus Tang bestehend. Die Namen Faser- und Papiertorf, Torferde usw. beziehen sich auf die Struktur einzelner Arten.

Petroleum, Ozokerit und Asphalt.

Kohlenwasserstoffe als Naturprodukte besitzen eine ziemliche Bedeutung: gasförmige bezeichnet man als Naturgas, flüssige als Erdöl oder Petroleum, feste als Ozokerit. Man trifft sie im allgemeinen miteinander vergesellschaftet; abgesehen von der meist untergeordneten Entwicklung von Naturgas in den Sümpfen und der etwas bedeutenderen, welche man in den sog. Schlammvulkanen oder Salsen, meist mit Kohlensäure usw. stark verunreinigt, antrifft, sind die Vorkommnisse desselben an die hauptsächlichen Petroleumgebiete gebunden.

Die Vorkommnisse von Petroleum zeigen verschiedene Beschaffenheit und verschiedene Zusammensetzung; während in jenen der *Vereinigten Staaten* die gesättigten Kohlenwasserstoffe der Paraffinreihe den Hauptbestandteil darstellen, sind es im Naphtha von *Baku* die ungesättigten Naphthene. Äußerst mannigfaltig ist auch das Mischungsverhältnis der verschieden hoch siedenden Verbindungen: in ein und demselben Gebiete aber sind im allgemeinen die der Oberfläche zunächst angetroffenen Vorkommnisse reicher an hochsiedenden Kohlenwasserstoffen, dunkler gefärbt und weniger leichtflüssig, Bergöl oder Steinöl, häufig überhaupt teerähnlich, Bergteer. Gegen die Tiefe zu folgen leichter flüssige; die Farben werden lichter, und es sind Kohlenwasserstoffe mit niederem Siedepunkt vorherrschend. Das natürliche Erdöl, Rohpetroleum oder Naphtha ist gewöhnlich im durchfallenden Licht rötlichbraun bis tiefbraun, auch schwarz, in reflektiertem Licht grün bis gelbgrün oder violett, zeigt also lebhafte Fluoreszenz.

Das Petroleum hat entsprechend dem in der Erdrinde vorhandenen hydrostatischen Druck die Tendenz, emporzusteigen; da es leichter ist als Wasser, tritt es zuerst in Form von Springquellen an den Tag, welche, zumal wenn noch starker Gasdruck hinzukommt, oft mit solcher Gewalt empordringen, daß die ganzen Bohrtürme nebst Inhalt weit emporgeschleudert werden. Es ist daher auch im Innern der Erde auf Klüften und Spalten häufig in Bewegung und sammelt sich besonders im Sattel der Antiklinalen (Fig. 91); es braucht also die Schicht, in welcher man es antrifft, nicht auch gleichzeitig sein Ursprungsort zu sein, ja es ist

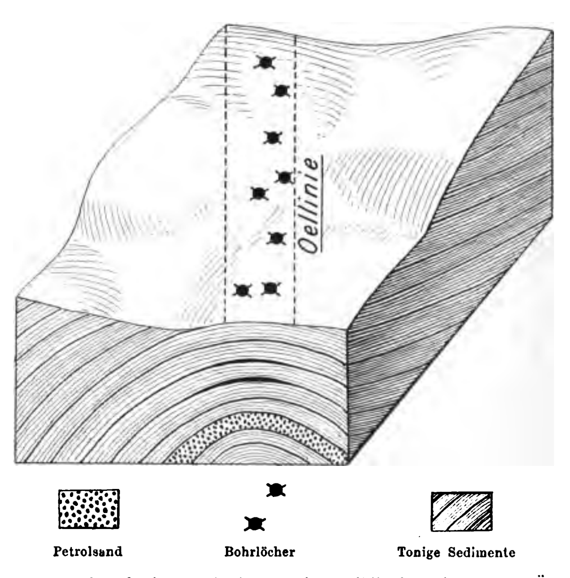


Fig. 91. Petroleumhorizont mit der an die Antiklinale gebundenen «Öllinie».

dies sogar gewöhnlich nicht der Fall. Die Petroleumreservoirs im Erdinnern sammeln sich in denjenigen Schichten, welche besonders zur Aufnahme geeignet sind, d. h. in erster Linie in lockern Sanden, welche man als Petrolsande bezeichnet.

Alle Petroleumvorkommnisse gehören stark gefalteten Gebieten an und finden sich namentlich am äußeren Bogen der Faltengebirge. Diese bemerkenswerte Erscheinung sowohl als auch die Unmöglichkeit, den ungeheuern Reichtum einzelner Petroleumgebiete aus organischen Ablagerungen zu erklären, hat die Frage nach der Entstehung des Petroleums sehr schwierig gemacht, und die Theorie einer Erklärung durch vulkanische

Emanationen gewinnt immer mehr Anhänger. Dem gegenüber steht wieder die ständige Begleitung von Petroleum durch Salzwasser, die viel eher auf eine Mitwirkung von Seewasser bei der Bildung des Petroleums durch Verwesen von Organismen hinzuweisen scheint. Beweise sind weder in der einen noch in der andern Richtung vorhanden. Petroleum findet sich in allen geologischen Formationen, bei der ihm eigenen aufsteigenden Tendenz aber ist sein Ursprungsort häufig nicht zu ermitteln, und somit lassen sich auch die genetischen Verhältnisse nicht direkt beobachten.

Die festen Kohlenwasserstoffe sind im allgemeinen gebunden an das Vorkommen von Petroleum, bald durch einfache Polymerisierung entstanden wie der Ozokerit, welcher als Gangausfüllung von meist feinstengliger Beschaffenheit in Schiefern und bituminösen Sanden der tertiären Salztongruppe der Karpathen vorkommt. Mit vorherrschendem Ton gemengt trifft man ähnliche Substanzen in einigen Brandschiefern, Ölschiefern usw., und alle diese Gesteine dienen daher in wechselndem Maße zur Darstellung von Mineralölen und Paraffin.

Wo neben der Polymerisierung eine Aufnahme von Sauerstoff stattgefunden hat, geht das dunkel gefärbte, undurchsichtige Bitumen oder Erdpech hervor. Das sind Gemenge verschiedener organischer Verbindungen in verschiedenen Mengenverhältnissen. Verhältnismäßig arm an Sauerstoff ist der schwarze, glasglänzende, spröde Albertit aus *Albert Co.*, Neu-Braunschweig, welcher in ziemlich reinem Zustand Klüfte in paläozoischen Schichten erfüllt. Ähnlich rein, aber sauerstoffreicher ist das Judenpech, das in Schollen auf dem *Toten Meer* gefunden wird. Namentlich in kavernösen Kalken sind Nester von Bitumen nicht allzu selten, oder dieses durchsetzt gangförmig fossilführende, sedimentäre Schichten.

Von unreinen Vorkommnissen, welche die Technik als Asphalt bezeichnet, ist besonders berühmt der Asphaltsee *La Brea* auf der Insel Trinidad, welcher etwa zwei Kilometer im Durchmesser hat und von einem 35% Bitumen enthaltenden Asphalt ausgefüllt ist. Sonstige Asphaltvorkommnisse, meist im Ausgehenden von Petroleumlagerstätten, sind Imprägnationen wenig kompakter Kalke, welche 10% und darüber von dem organischen Material aufnehmen. Es sind dann milde Gesteine, braun bis braunschwarz, oft etwas schmierig und dann namentlich stark bituminös riechend; einzelne kleine Kalkspatstückchen glänzen fast stets aus der dunkeln Masse heraus. Ihre Eigenschaft, durch Erwärmen eine sandige Beschaffenheit anzunehmen, ermöglicht ihre technische Verwendung zu Stampfasphalt.

Karbonatgesteine.

Kalkstein.

Äußere Beschaffenheit. Die organischen Kalkabsätze unserer Meere sind einesteils lockere Zusammenhäufungen von sehr lichter Farbe, welche man als Schlick bezeichnet, wie der als Tiefseebildung weitverbreitete, weiße Globigerinenschlick oder die aus dem Detritus aller möglichen Muschelschalen bestehenden Muschelsande, andernteils kompakte Massen, wie die Korallenriffe, Spongienriffe, Austernbänke usw. Lokal entstehen auch oolithische Kalksande, so z. B. am *Roten Meer*.

Die Kalksteine früherer geologischer Perioden haben sehr wechselnden Habitus: von den weißen, lockern und zerreiblichen Bildungen der Schreibkreide bis zu den schwarzen, kompakten Kohlenkalken Belgiens, welche zu den druckfestesten Gesteinen gehören, finden sich alle Übergänge. Auch hier sind im allgemeinen jene Gesteine die verbandsfestesten, welche einen starken Druck auszuhalten hatten. Die Farbe der Kalksteine ist sehr wechselnd: matte, graue, bräunliche oder gelbliche Farben sind weit vorherrschend, seltener sind kräftige Töne, namentlich rot, gelb, grau und schwarz, während grünliche oder violette Nuancen nur ganz ausnahmsweise vorkommen. Selten sind Kalksteine völlig homogen und haben dann einen recht gleichmäßig dichten, und wenn sie rein sind, sehr vollkommen muscheligen Bruch; gewöhnlich zeigen sie ziemlich ungleichmäßige Beschaffenheit, sei es, daß einzelne größere Kristallspaltflächen, am häufigsten Krinoideenreste aus der dichten Masse hervorglitzern, sei es, daß Muscheln und andere Kalkskelette sich deutlich abheben und oft recht vollkommen sich herauslösen, sei es endlich, daß jüngere Klüfte die Gesteine durchsetzen.

Unter diesen sind besonders schwierig zu erklären die eckig-zackigen Drucksuturen, deren Querschnitt Fig. 92 gibt; solche zeigen nur recht verbandsfeste Kalke, die also stark gepreßt wurden. Diese Suturen verlaufen da, wo die Schichten noch annähernd horizontal liegen, der Schichtung parallel, wo starke Dislokationen stattgefunden haben, erscheinen sie in höchst unregelmäßigem Verlauf. Auf den eckig ineinander verzahnten Flächen der Drucksuturen findet sich im allgemeinen ein erdig-toniger Belag, der häufig spiegelglatt poliert ist und oft, aber durchaus nicht immer, im Charakter der Färbung mit jener des Gesteins übereinstimmend und dann im allgemeinen dunkler ist. Er ist am häufigsten schwarz in grauen oder schwarzen, rot oder braun in rötlichen, gelben oder braunen Kalken, kann aber ganz von der



Fig. 92. Marmor (giallo) von Siena. Drucksuturen von blitzartiger Form.

Färbung des Kalkes abweichend sein. Fossilreste, Adern usw. erscheinen an der Grenze dieser Drucksuturen nach denselben zackigen Linien oft wie abgeschnitten oder, wenn es sich um ein größeres Individuum handelt, stark reduziert, so daß man den Eindruck bekommt, als wäre an der Sutur eine Lösung von nicht zu geringer Bedeutung vor sich gegangen. Die Suturen gehen manchmal in Absonderungen über, die man als Stylolithe bezeichnet hat, geriefte, prismatische Gebilde, welche quer zu der Sutur stehen. Einzelne dünne Kalkmergelschichten des schwäbischen Lias bestehen ganz aus analogen, aber spitzkonischen Gebilden, Nagelkalk.

Die mannigfache Färbung und Farbenzeichnung der Kalksteine ermöglicht ihre Verwendung als Dekorationssteine; man bezeichnet in der Technik alle dichten Kalksteine, welche sich zu solchen Zwecken eignen, als Marmor oder besser als

Farbmarmor, im Gegensatz zu dem weißen Marmor, welcher körniger Kalk ist. Ein Gestein, welches als Marmor verwendbar sein soll, muß in verhältnismäßig großen, möglichst gleichartigen Blöcken brechen und einen hohen Grad von Politurfähigkeit besitzen. Die letztere Eigenschaft trifft man fast nur bei den Kalken in stark dislozierten Gebieten, und damit stellt sich auch die inhomogene Beschaffenheit in Form der Drucksuturen ein.

In zahlreichen Kalksteinen sind Skelettteile von Organismen als hauptsächliche Gemengteile noch deutlich erkennbar; selten sind phytogene, häufig zoogene Ablagerungen. In stark dislozierten Gebieten ist die organische Struktur der Kalksteine meist ganz verwischt, und fast fossilfreie Kalke, Hochgebirgskalk, sind an Stelle des ursprünglich organischen Sediments getreten. Im allgemeinen ist der Erhaltungszustand der Skelettteile der Organismen mit von dem Maße der Dislokation abhängig. Besonders erhaltungsfähig, selbst gegenüber den intensiv wirkenden Agentien der Kontaktmetamorphose, erweisen sich die Echinodermen; Krinoideenkalke z. B. sind gewöhnlich gut kenntlich durch die lebhaft glänzenden Spaltflächen der großen Kalkspatkristalloide, aus denen sie bestehen. Seltener schon ist die Erhaltung der Struktur von Korallen, Bryozoen, Lithothamnien usw., deren innere Beschaffenheit nur unter günstigen Verhältnissen nicht verwischt wird, während die Umrisse ihrer Form noch häufiger erhalten sind.

Die ausgedehnten, flözähnlichen Ablagerungen, welche vorherrschend aus Resten von Foraminiferen bestehen, sind als solche, abgesehen von den Fusulinen- und Numulitenkalken, auch bei bestem Erhaltungszustand nur mikroskopisch zu erkennen, so z. B. in der Schreibkreide. Korallen-, Bryozoen- und Spongitenkalke sind meist viel mehr an ihrer durchgreifenden Lagerungsform als Riffkalke nachweisbar als in ihrer eigentlich organischen Struktur, und die Muschel-, Stringocephalen-, Clymenienkalke usw. bestanden nie aus vorherrschendem Material dieser Organismen, deren Formen nur zufällig bei der Fossilisierung des Kalksteins erhalten blieben.

Eine fernere in gewissen Formationen sehr wichtige Reihe von Gesteinen bilden die Oolithe, deren einzelne, meist hirsekorngroßen Kügelchen bald herrschend bald mehr untergeordnet an der Zusammensetzung des Gesteins teilnehmen und einen eigentümlich kleinhöckerigen Bruch desselben bewirken; sie sind meist auch reich an Fossilresten. Ist das

Bindemittel ein toniges, dann treten die Kügelchen im Bruch noch deutlicher hervor, Rogenstein. Der feinporöse Schaumkalk ist durch die Auslaugung der Kügelchen aus einem solchen Gestein entstanden.

Kavernöse Beschaffenheit ist bei Kalken bemerkenswert seltener als beim Dolomit; sie findet sich, abgesehen von den Kalktuffen, Indusienkalken usw., z. B. in dem triassischen Zellenkalk und ist wohl durch Auslaugung entstanden. Da Kalksteine von den Atmosphärilien leicht gelöst werden, verfallen sie einer ausgedehnten Zerstörung, wie sie z. B. die oft tief eingesenkten Löcher der geologischen Orgeln zeigen. In dieselbe Reihe von Erscheinungen gehören die Karrenfelder, welche als atmosphärische Korrosionsformen auf Kalksteinen zu deuten sind (Fig. 18, S. 33). Ob die trichterförmigen Vertiefungen, die Dolinen des *Karsts,* oder die Höhlen der verschiedenen Kalkgebirge analoger Entstehung sind, ist zweifelhaft, da sie ausschließlich in Riffkalken auftreten, deren Aufbau an sich schon in lebendem Zustand außerordentlich gewaltige Lücken aufweist, die bei den rezenten Arten noch dazu mit Laterit, analog der terra rosa der Kalkhöhlen, bedeckt zu sein pflegen.

Die im Kalkgebirge zirkulierenden Lösungen haben viel weniger die Tendenz, Hohlräume in denselben auszuweiten, als solche zu schließen, und die weitverbreiteten Adern in Kalksteinen, welche aus sekundär auf Klüften gebildetem Kalkspat in meist deutlich kristallinischer Form bestehen, beweisen diese Art der Tätigkeit der vadosen Gewässer. Solche kristallinische Kalkspataggregate nehmen oft bedeutende Ausdehnung an, so daß sie an Masse die zertrümmerten Reste des dichten, sedimentären Kalks übertreffen und ein brekzienartiges Aussehen desselben bedingen. Kalkbrekzien, welche sich besonders entlang von Verwerfungsklüften entwickeln, sind unter den Farbmarmoren hochgeschätzte Abarten.

Mineralische Zusammensetzung. Der Hauptbestandteil der Kalksteine ist der Kalkspat; wo Kalksteine auch nur einigermaßen kristallinische Struktur aufweisen, sieht man dessen vollkommene Spaltbarkeit, die neben der geringen Härte das Mineral charakterisiert. Aber auch, wenn die Gesteine völlig dicht werden, ist es durch die Salzsäurereaktion völlig eindeutig bestimmbar. Nur mag daran erinnert werden, daß auch andere als eigentliche Kalksteine unter Umständen lebhaftes Aufbrausen zeigen, wenn sie wie z. B. stark zersetzte Eruptivgesteine durch und durch mit gleichmäßig verteiltem Kalkspat imprägniert sind.

Weitaus die meisten sedimentären Kalksteine haben eine so dichte Struktur, daß makroskopisch von der mineralischen Zusammensetzung nichts festzustellen ist, dichte Kalksteine, und nur die von gröber kristallinischem Kalkspat ausgekleideten Adern zeigen die Eigenschaften des Minerals schon dem bloßen Auge. Die bei großer Reinheit vollkommen muschlig brechenden Gesteine sind zum Teil unregelmäßig struiert wie die meisten Grobkalke und besonders die Riffkalke, zum Teil zeigen sie mehr ebenflächige Absonderung, welche namentlich in den Plattenkalken hervortritt, zu welchen die Solenhofener Schiefer gehören; diese vermitteln den Übergang in die Kalkschiefer. Die an sich ebene Schichtfläche solcher Gesteine wird durch Faltung und Fältelung oft in intensivster Weise verändert; es gibt aber auch Kalke, welche die Unebenheit der Schichtfläche als primäre Eigenschaft tragen, wie die sog. Wellenkalke mit der typischen Erscheinung der ripple marks.

Graue, blaugraue oder schwarze Kalksteine enthalten kohlige Substanz, z. B. der Kohlenkalk oder Bergkalk, mehr bräunlich sind die bituminösen Kalke. In andern Fällen ist die organische Substanz an einem höchst unangenehmen Geruch kenntlich, der sich beim Anschlagen entwickelt (vermutlich nach Skatol, nicht, wie gewöhnlich angenommen, nach Schwefelwasserstoff), Stinkkalk, die Färbung ist dabei sehr wechselnd, bald lichtgelblich oder graulich bald auch schwarz. Überhaupt enthalten auch lichte Kalke öfters organische Substanz in nicht zu geringer Menge, so die fast weißen Malmkalke der *Schwäbischen Alb*, welche beim Erhitzen schwarz werden.

Glaukonitische Kalke zeigen die dem Schießpulver ähnlichen Glaukonitkörner, eisenschüssige Kalke führen Eisenhydroxyde und sind ebenso wie die mit Laterit gefärbten braungelb bis rotbraun. Sandkalke, zu denen der größte Teil der sog. Grobkalke gehört, enthalten meist schon makroskopisch erkennbaren Quarzsand; sie vermitteln den Übergang zum Sandstein wie die Kalkmergel jenen zum Tonschiefer. In den Kieselkalken ist die Kieselsäure mehr gleichmäßig verteilt, teils noch in der organischen Form teils als allgemeine Imprägnation. Häufiger konzentrieren sich solche Beimengungen zu Knollen von Feuerstein oder Hornstein, welche sich oft in charakteristischen Niveaus in aushaltenden Lagen einstellen, die schließlich zu eigentlichen Schichten werden (Fig. 93). Durch die dolomitischen Kalke entwickeln sich ferner die Übergänge zum Dolomit. Auch eine Scheidung von tonigem und kalkigem Material findet sich öfter, wobei kleine, häufig einen Fossilrest enthaltende Nieren von dichtem Kalk von verschieden gefärbten, tonigen Lagen umflasert werden, Flaser- oder Nierenkalk;



Fig. 93. Kreide-Steilwände durch Feuersteinknollen gebändert. Étrétat bei Le Havre.

ähnliche Bildungen können auch durch Zerquetschung kalkiger Schichten entstehen. Durch Auslaugung des Kalkes werden solche Gesteine schwammartig, Kramenzelkalk. Das spezifische Gewicht ist ca 2,7 bei den kompaktesten, reinen Kalksteinen; meist ist es niederer.

Konkretionen sind weit verbreitet; außer den schon oben erwähnten namentlich solche von Phosphorit, von Zölestin, Schwerspat, Anhydrit und Gips, von Schwefelkies und Markasit usw.

Geologische Verhältnisse. In Bezug auf die Art des Vorkommens muß man hauptsächlich zwei Gruppen unterscheiden: die einen in der echt sedimentären Form konkordanter Schichten auftretend, die andern als ursprüngliche Riffe gebildet, oft in geradezu stockförmiger Lagerung. Beide finden sich in den verschiedensten geologischen Perioden, wenn auch in verschiedenem Maße vor, speziell scheinen vordevonische Riffkalke selten zu sein. Zahlreiche Namen bezeichnen die geologische Bedeutung einzelner Kalkablagerungen, welche aber petrogra-

phisch von geringem Werte sind, da eben auch hier der petrographische Habitus der Gesteine ein sekundärer, durch spätere Prozesse erworbener ist, durch Prozesse, welche keineswegs an bestimmte geologische Perioden gebunden sind. Das ursprüngliche Kalksediment der verschiedensten Perioden dürfte sehr ähnliche Beschaffenheit gehabt haben, und das, was man heute etwa als paläozoischen Habitus eines Kalkes bezeichnet, ist eine Modifikation, welche mit dem Alter als solchem nichts zu tun hat.

Dolomit.

Dolomit heißt das Karbonat $CaMg(CO_3)_2$; weitaus die meisten als Dolomit bezeichneten Gesteine enthalten mehr kohlensauern Kalk als obiger Formel entspricht; solche, welche mehr kohlensaure Magnesia enthalten, sind ganz ausnahmsweise Vorkommnisse, welche nirgends als normale Formationsglieder auftreten. Schon diese Erscheinung spricht dafür, daß die dolomitischen Kalke mechanische Gemenge sind.

In gewissen Steinsalzlagerstätten kommen recht grobkörnige Dolomite als primäre Bildungen vor; aber auch die gewöhnlichen, sog. dichten Dolomite sind in den meisten Fällen noch deutlicher kristallinisch als die Kalksteine, mit welchen sie durch alle Übergänge der Zusammensetzung wie der Struktur verbunden sind. Sie haben häufig recht kristallinischen Bruch, in welchem die Spaltflächen der einzelnen Körner hervorglänzen; die Unterscheidung vom Kalkstein gibt in allen Fällen die Salzsäurereaktion.

Man unterscheidet die meist graulichen oder gelben, oft recht deutlich kristallinischen, dichten Dolomite, manchmal in ausgesprochen plattiger Ausbildung, Plattendolomit, von den häufigeren kavernösen Dolomiten, den Rauhwacken. Die

unregelmäßigen Hohlräume dieser sind mit Kristallen ausgekleidet und häufig auch von einem graulichen Sand von Dolomitrhomboedern, der Dolomitasche, erfüllt. Die Fossilreste sind im Dolomit gewöhnlich nur in Form von Steinkernen vorhanden, wobei die Schalen von grobkörnigem Dolomit erfüllt oder an ihre Stelle Hohlräume getreten sind. Außerdem durchziehen körnige Aggregate von Kalkspat in Schnüren und Adern die Gesteine und treten meist schon makroskopisch durch ihre lichtere Färbung deutlich hervor. Oolithische Dolomite *(Südtirol)* sind im allgemeinen sehr unvollkommen ausgebildet.

Nach den Beimengungen unterscheidet man tonige, sandige, mergelige, eisenschüssige und bituminöse Dolomite; auch eigentliche Stinkdolomite sind bekannt. Doch sind im allgemeinen die Beimengungen in normalen Dolomiten weniger verbreitet als im Kalkstein, wie auch kräftigere Farben sehr selten sind und das Gestein meist lichtgrau, bräunlich bis gelblich gefärbt ist.

Der Dolomit ist gegenüber den Atmosphärilien um vieles widerstandsfähiger als der Kalkstein, und man sieht ihn daher auch in unsern Mittelgebirgen in grotesken Felsszenerien aus dem mehr welligen Kalksteingebiet hervorragen, im Hochgebirge gehören überhaupt die formenreichsten und wildesten Teile des Gebirges den Dolomiten an. Es ist allerdings durchaus nicht alles, was hier unter dem Begriff der Dolomite zusammengefaßt wird, eigentlicher Normaldolomit, vielmehr herrschen Gesteine vor, welche um vieles kalkreicher sind.

Die Verwitterungsoberfläche der Dolomite ist im allgemeinen rauh und uneben, aber diese löcherige Beschaffenheit ist ein Ergebnis der Dolomitisierung selbst und hat ihre Analogie in der Ausbildung des Galmei und anderer im Kalkstein auftretender, metasomatischer Produkte. Ein ständiger Gehalt an Eisen und Mangan bringt häufig eine kräftige Färbung der verwitternden Oberfläche mit sich.

Unter der Einwirkung der gebirgsbildenden Prozesse verhält sich der Dolomit viel weniger plastisch als der Kalkstein; er wird im stark gefalteten Gebirge zu einer endogenen Brekzie, welche aus kleinen, eckigen Gesteinsstückchen zusammengesetzt erscheint, die durch ein mannigfaches Adersystem von meist lichterem Kalkspat verkittet sind (Fig. 94, S. 174).

Dolomite kennt man aus allen geologischen Formationen, doch ist ihre Entwicklung in den älteren und mittleren Perioden unzweifelhaft viel großartiger als in den jüngeren. In zahlreichen Fällen ist die Verbindung von Dolomit mit Steinsalz und Gips nachweisbar, da eben im konzentrierten Meerwasser die Verhältnisse für die Dolomitisierung besonders günstig liegen. Dolomite sind einesteils unzweifelhafte Pseudomorphosen nach ursprünglich magnesiaarmen Kalksteinen, namentlich nach Korallenriffen, deren großlöcherige Beschaffenheit auch im Dolomit erhalten ist. Hier ist die Zufuhr der Magnesia im Stadium der Diagenese anzunehmen. Aber man trifft Dolomit andernteils in schichtigen Einlagerungen von oft recht geringer Mächtigkeit mit normalem Kalk wechsellagernd.



Fig. 94. Dolomit. Endogene, durch Kalkspat verkittete Brekzie. Ortler.

Sonstige Karbonatgesteine.

Anhangsweise müssen die Eisenoolithe oder Minetten besprochen werden, obwohl diese nicht aus Karbonat, sondern aus Brauneisen, seltener auch aus Roteisen bestehen. Abgesehen von der Farbe haben sie den äußeren Habitus der Oolithe und bestehen aus rundlichen Körnern von Toneisenstein oder Brauneisenstein in einem mehr tonigen oder eisenschüssigen untergeordneten Bindemittel. Sie treten in ungemein aushaltenden Lagern, namentlich im Dogger auf *(Lothringen, Luxemburg)* und werden

bald als metamorphosierte Kalkoolithe bald als ursprüngliche Sedimente angesehen. Der Übergang der Oolithkörner in dunkelgrüne bis schwarze Eisenoxydsilikate ist für einzelne Vorkommnisse recht bezeichnend: hierher gehören die *Thüringer* Thuringitoolithe und die Chamositoolithe in *Böhmen,* beide dem Silur angehörig. Dagegen können die als Bohnerz bezeichneten, oft recht konglomeratähnlichen Gebilde nicht mehr als Gesteine bezeichnet werden; diese letzteren bilden Spaltenausfüllungen meist im Jura.

Es schließen sich an: die Vorkommnisse von Magnesit, obwohl auch diese nicht den Charakter eigentlicher Gesteine haben. Magnesit findet sich in größeren Massen unter zweierlei Formen, einesteils in Nestern, Gängen und Adern von steingutähnlicher, dichter Beschaffenheit, rein weißer Farbe und vollkommen muschligem Bruch in Serpentinen, andernteils in meist recht grobkörnigen, mehr schmutziggrauen bis gelblichen Aggregaten mit einem Gehalt an Eisen- wie an Kalkkarbonat in eigentlichen Stöcken innerhalb von Kalksteinen und in diesen durch Dolomit übergehend. Die letzteren trifft man ausschließlich in der Nähe granitischer Stöcke, und ihre Bildung ist zurückzuführen auf die Einwirkung postvulkanischer Prozesse, speziell heißer, magnesiahaltiger Quellen auf den Kalkstein, dessen tonige Zwischenlagen dann öfter zu Talkschiefer geworden sind, oder aber der wenig veränderte, dunkelgraue Tonschiefer ist mit flachen, größeren, weißen Rhomboedern von Magnesit durchsetzt, Pinolit. Unter ähnlichen Verhältnissen trifft man auch stockförmige Massen von grobkörnigem Eisenspat.

Kontaktmetamorphose der Karbonatgesteine. Wie alle übrigen Gesteine zeigen auch die Karbonatgesteine als normale Umwandlungsform am Kontakt mit Eruptivgesteinen die einfache Umkristallisation ohne weitergehende Änderung der chemischen Beschaffenheit. Reine Kalksteine müssen daher unter dem Einfluß der Kontaktmetamorphose zu reinem, körnigem Kalk oder Marmor im eigentlichen Sinn werden, der um so gröber kristallinisch ist, je näher das betreffende Vorkommnis am Eruptivkontakt auftritt. Wenn zahlreiche Geologen im Gegensatz hierzu den reinen Marmor schlechtweg als Urkalk oder regionalmetamorphe Bildung ansehen und nur dann an Kontaktmetamorphose denken, wenn

die lokal in größerer Menge auftretenden «Kontaktmineralien» in ihm vorhanden sind, so setzen sie damit für den Kalkstein ein anderes Verhalten voraus als für alle sonstigen Gesteine, in welchen die Kontaktmetamorphose als einfache, molekulare Umlagerung allgemein anerkannt ist. Es erleichtert diese Erkenntnis noch, daß in den durchschnittlich wenig oder gar nicht geschichteten, körnigen Kalken die Abzweigungen des eruptiven Magmas nicht in schichtenähnlichen, parallelen Injektionslagern, sondern meist in ausgesprochenen Gängen auftreten, unter welchen die großkristallinischen und meist sehr turmalinreichen Pegmatite besonders verbreitet und zugleich auch die besten Anzeichen für die Nachbarschaft des vulkanischen Gesteins sind.

Die dem Kontakt zunächst liegenden Marmore pflegen sehr großkörnig zu sein und sind oft bläulich, rötlich oder gelb. Solche außerdem wenig wetterbeständige Farben sind aber stets auf die nächste Kontaktzone beschränkt, in weiterer Entfernung kennt man fast ausschließlich weiße bis graublaue Gesteine, erstere meist gröber körnig, letztere direkt daneben feinkörnig, und die deutliche kristallinische Entwicklung von Kontaktkalken läßt sich, wenn auch in recht feinkörniger Ausbildung noch in Zonen verfolgen, in welchen z. B. die Tonschiefer äußerlich keine Umwandlung mehr erkennen lassen.

Die Marmore haben zum Teil eine sehr durchscheinende Beschaffenheit und zeigen dann unter dem Mikroskop eine intensive Verzahnung der Kalkspatkörner, bald sind sie ganz undurchsichtig und haben ausgesprochene Pflasterstruktur. Bei den körnigen Dolomiten oder Dolomitmarmoren ist letztere Struktur häufiger, und sie zeigen daher auch bei der Verwitterung fast stets einen feinsandigen Zerfall zu Dolomitasche. Sie nehmen auch nur ganz ausnahmsweise gröber körnige Struktur an und sind normalerweise in denselben Zonen feiner körnig und reiner weiß als mit ihnen zusammen auftretender Kalk.

In den körnigen Karbonatgesteinen hat sich nur selten auf Kosten der organischen Substanz deutlich als solcher erkennbarer Graphit gebildet, zum Teil in kleinen Knoten von feinkristallinischer Beschaffenheit, zum Teil auch in einzelnen wohlausgebildeten Kristallen. Viel häufiger bildet dasselbe Mineral in staubförmig feiner Verteilung das Pigment grauer Marmore oder

er tritt namentlich in verschwommen aderförmigen, dunkleren Anreicherungen aus der weißlichen Masse hervor, eine Beschaffenheit, welche man als marmoriert bezeichnet und deren Ursache nicht bekannt ist. Endlich aber erscheinen gewisse organische Beimengungen der Kalksteine sehr widerstandsfähig gegen die Einwirkung der Kontaktmetamorphose, und besonders die übelriechenden Bestandteile der Stinkkalke bleiben oft völlig erhalten, Stinkmarmor.

Auch von der ursprünglichen Struktur der Kalksteine trifft man öfter einzelne Reste, am seltensten vielleicht von den im normalen Gestein häufigen Kalkspatadern. Verbreiteter erkennt man noch die Form der Drucksuturen, die besonders von dunklem, schuppigem Eisenglanz erfüllt, deutlich hervortreten, und auch Fossilreste sind nicht allzu selten, so besonders die grobkristallinischen Skelettteile der Echinodermen und einzelne Korallen, welche selbst in sehr intensiv umgewandelten Bildungen alle Details ihrer Struktur erhalten haben können.

Wo unreine Kalke der Kontaktmetamorphose anheimgefallen sind, haben sich auf Kosten der Unreinheiten Kontaktmineralien gebildet, welche in ihrem Charakter wieder deutlich die beiden Endglieder der normalen und der Piezokontaktmetamorphose erkennen lassen. Bei der ersteren, also unter weniger hohem Druck, ist die Kohlensäure der Karbonate ziemlich labil, und sie wird leicht ausgetrieben oder verdrängt. Bei der letzteren erweist sich das Karbonat als sehr widerstandsfähig. Es entstehen somit zwei recht verschiedenartig aussehende Gesteinstypen.

Normale Kontaktmetamorphose bringt körnige Kalke mit einzelnen, häufig recht großen Einsprenglingen fremder Mineralien hervor, die Kalziphyre. Solche Kontaktmineralien sind, wo nur Magnesiakarbonat als Verunreinigung vorhanden war: der Periklas; wenn außerdem Tonerde: die Spinelle; bei Gegenwart von Kieselsäure: die ganze Reihe der Kalkmagnesia- und Kalktonerde-, Magnesia- und Kalksilikate, so die Amphibole und

Pyroxene, Kalkgranat, Vesuvian, Gehlenit und Anorthit, Forsterit, Montizellit, Wollastonit usw., welche oft in größeren Individuen oder in grobkörnigen Aggregaten in solchen Gesteinen auftreten, ja den Kalkspat selbst auch vollständig verdrängen können. Sekundäre Umwandlung von Forsterit in Serpentin bedingt die Bildung der Ophikalzite, zu welchen das früher für organische Bildung gehaltene Eozoon gehört. Wo Glimmer auftritt, ist es der Phlogopit, der in größeren, öfter prismatischen Kristallen sich findet, seltener ist Biotit. Ganz untergeordnet trifft man auch dem bloßen Auge erkennbaren Albit. Manchmal tritt auch der Apatit in deutlichen, bläulichen Kristallen makroskopisch hervor.



Fig. 95. Wände von Kalkglimmerschiefer. Bretterwände bei Virgen am Großvenediger.

Ganz abweichend ist die Beschaffenheit der piezokontaktmetamorphen Kalke. Wo sie rein sind, gehen sie zwar auch unter solchen Verhältnissen in reinen Marmor über; aber die Verunreinigungen verhalten sich sehr abweichend, da unter hohem Druck die Kohlensäure der Karbonate nicht ausgetrieben wird. An Stelle der Spinelle kristallisiert hier der Korund, und statt der mannigfaltigen Silikate erscheinen Karbonat und Quarz nebeneinander, meist gemischt mit Glimmermineralien und untergeordneten Bildungen von Epidot, Hornblende usw. Die Glimmer lagern sich dabei auf den Schichtflächen an und bedingen die schiefrige Beschaffenheit der Kalkglimmerschiefer, welche besonders in den steilgestellten Vorkommnissen der *Zentralalpen* zu schroffen Bergformen führen (Fig. 95). Im Handstück können sie bei ihrer Mischung von Quarz und

Glimmer mit dem gut spaltbaren Karbonat ganz gneisähnlich erscheinen; es unterscheidet sie aber stets die Reaktion mit Salzsäure.

Ein geringer, dem bloßen Auge meist nicht sichtbarer Gehalt an Turmalin ist beiden Gesteinsgruppen eigen, und ebenso trifft man Titanit und die Erze: Eisenkies, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz usw., welch letztere aber meist erst durch die Fumarolenprozesse zugeführte Bestandteile sind. In dieselbe Gruppe gehören auch die in körnigen Kalken auftretenden, oft recht massigen Ablagerungen von Metalloxyden, namentlich von Magneteisen, welche gewöhnlich durch eine Hülle kompakter bis grobkörniger, meist eisenreicher Silikate von dem Kalk getrennt sind. Diese als Skarn bezeichneten Bildungen, deren hauptsächlichste Bestandteile durch die Agentien der Kontaktmetamorphose zugeführt sind, haben manche Ähnlichkeit mit Kalksilikat-

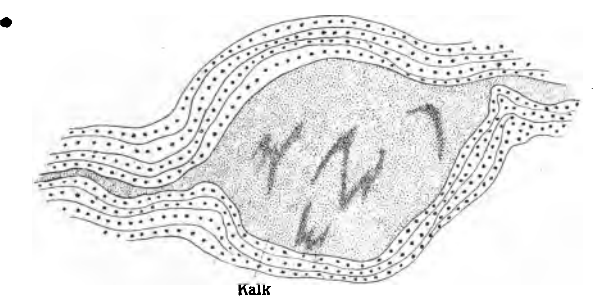


Fig. 96. Kalklinse mit «Eozoon bavaricum» am Steinhag bei Obernzell, unweit Passau.

felsen, die aus der einfachen Umkristallisation von Kalkmergeln entstanden sind; nur unterscheiden sie sich durch einen gewöhnlich viel höheren Gehalt an Eisen. Ähnliche Aggregate trifft man auch als meist wenige Zentimeter breite Zwischenbildungen am Kontakt von Kalk mit Eruptivgesteinen oder in unregelmäßigen Putzen und Schlieren in ersterem, Eisknöpfe; sie sind für manche Geologen das einzig Ausschlaggebende für die Annahme einer Kontaktmetamorphose, obwohl sie ganz zweifellos nicht eine normale, sondern eine komplizierte Form derselben darstellen.

Die Form der Einlagerungen von körnigem Kalk ist bei den schiefrigen Kalkglimmerschiefern jene aushaltender, normaler Schichten; bei den mehr massigen Marmoren sind es zwischen den Schiefern zusammengestauchte und zu gewaltigen Linsen gewordene Massen, in denen die ursprüngliche Schicht-

struktur sehr undeutlich geworden ist (Fig. 96, S. 179). Solche Massen haben aber häufig eine in nichts gestörte, innere Struktur, welche beweist, daß ihre intensive Zusammenfaltung der kristallinischen Entwicklung vorausging, sie können also nicht als dynamometamorphe Kalke bezeichnet werden. Wo in der Struktur der Marmore die Einwirkung der Gebirgsfaltung nachweisbar ist, nehmen sie vielmehr äußerlich eine dichte, oft geradezu wachsähnliche Beschaffenheit an, wobei manchmal einzelne größere Kalkspatspaltungsstücke in der dichten Masse noch zu bemerken sind. Die Dynamometamorphose führt auch bei den Karbonatgesteinen nicht zur Entwicklung kristallinischer Strukturen, sondern zur Zertrümmerung.

Organogene Kieselgesteine.

Vorherrschend aus Kieselsäure bestehende Gesteine können recht verschiedenartiger Bildung sein. Die Kieselsandsteine und die daran sich anschließenden Quarzite sind mehr oder minder veränderte, mechanische Sedimente; der Kieselsinter dagegen ist ein typischer, chemischer Absatz, ebenso wie der häufig auch als Quarzit bezeichnete Gangquarz. In andern Gesteinen ist die Kieselsäure oder wenigstens ein bedeutender Teil derselben sekundär zugeführt, wie in den schwarzen Kieselschiefern oder Lyditen, in zahlreichen Wetzschiefern usw., welche oft am Kontakt mit Eruptivgesteinen verkieselte Tonschiefer oder Kalksteine sind. Diesen stehen die organogenen Kieselgesteine als nicht unwichtige Gruppe gegenüber, die allerdings entsprechend dem geringen Kieselsäuregehalt der Verwitterungslösung gegenüber den Karbonatgesteinen sehr in den Hintergrund tritt. Die Kieselsäure abscheidenden Organismen sind vorherrschend die Diatomeen, seltener sind Radiolarien und Kieselschwämme, von denen die beiden ersten sowohl im süßen als im Meerwasser leben, während die letzteren auf dieses beschränkt sind. Eine besondere Rolle wird dabei den «Radiolarienhornsteinen» als typischen Tiefseebildungen zugeschrieben, ohne daß, wie es scheint, in jedem Einzelfall die Herkunft aus Radiolarien einigermaßen sichergestellt wäre.

Vorherrschend aus Diatomeen besteht die weiße bis gelbliche, erdige Kieselgur, Infusorienerde oder Bergmehl,

deren schiefrig ausgebildete, sehr poröse Abarten als Polierschiefer, auch als Saug- oder Klebschiefer bezeichnet werden. In diesen Gesteinen hat die Kieselsäure die ursprüngliche amorphe Beschaffenheit bewahrt, in der sie von den Organismen ausgeschieden wurde. Da aber diese amorphe Kieselsäure leicht löslich und wenig beständig ist, erscheint sie in den meisten Fällen umkristallisiert, wobei die organische Form häufig ganz zerstört wird. Man bezeichnet die halb umkristallisierten und dabei verhärteten Abarten als Tripel. Völlig umkristallisiert, oft von löcheriger Beschaffenheit, mit verkieselten Süßwasserkonchilien, sind die in unregelmäßigen und ungeschichteten Massen auftretenden Süßwasserquarzite oder Limnoquarzite, welche bei besonderer Verbandfestigkeit als Mühlsteinquarzite Verwendung finden. Man unterscheidet sie nur bei genauerem Studium vom Kieselsinter. Andere dieser Gesteine sind zu weißen, chalzedonartig dichten, muschlig brechenden Gesteinen geworden, die man Novakulite nennt.

Die leichte Löslichkeit der organogenen Kieselsäure bringt es mit sich, daß sie in den Gesteinen wandert, wodurch eine geringe Beimengung von Kieselorganismen in einem Sediment zur Bildung von Konkretionen führt, welche gerne schichtenweise sich anordnen, selten aber zusammenhängende Schichten, sondern mehr Knollen bilden, so speziell Hornstein und Feuerstein. Diese sind meist braun bis rauchgrau und in verschiedenem Maße durchscheinend. Ihre große Härte und der muschlig-splittrige Bruch sind bezeichnend. Man kennt derartige Knollenhorizonte (Fig. 93, S. 171) in den Kalksteinen der verschiedensten geologischen Formationen: im Karbon, im Jura, in der Kreide usw.

Besonders häufig ist die wandernde Kieselsäure auch an Stelle von Hölzern getreten, in welchen die Jahresringe, ja selbst die feinsten, mikroskopischen Strukturformen erhalten blieben, und die oft durch prächtige Farbenzeichnung hervorragend sind, wie in den verkieselten Wäldern von *Arizona*. Schließlich sind auch ganze Schichten mehr oder minder vollständig verkieselt.

Was das geologische Auftreten der organogenen Kieselsteine betrifft, so findet man sie meist als recht untergeordnete Massen in allen geologischen Formationen, wobei wiederholt zu bemerken ist, daß eine Unterscheidung der hierhergehörigen Bildungen von den sonstigen vorherrschend aus Kieselsäure bestehenden Gesteinen in den völlig umkristallisierten Vorkommnissen recht mißlich wird und somit namentlich für die älteren Ablagerungen die Frage nach der Genesis meistens offen bleiben muß.

Gegenüber der lockern Beschaffenheit der jüngeren Kieselgesteine steht die ungemein große Verbandfestigkeit der

älteren Bildungen, welche häufig stark zertrümmert und durch Adern von lichtem Quarz wieder verkittet sind. Daß unter diesen Vorkommnissen solche weit verbreitet sind, welche Pseudomorphosen nach Kalkstein darstellen, beweist das Auftreten von Kieseloolithen, von verkieselten Kalkschalen usw.

Phosphorit.

Phosphorite sind ganz lokalisierte Vorkommnisse, wo sie in größerer Ausdehnung auftreten, aber von großer technischer Wichtigkeit. Außer einzelnen, echt gangförmigen Vorkommnissen sind es Sedimente, so der Guano und die unterhalb von Guanolagern in Phosphorit umgewandelten Kalke, oder die Zusammenschwemmungen von Wirbeltierknochen, welche in technisch nutzbaren Ablagerungen auftreten. In andern Fällen bildet das Gestein ähnlich den Kieselgesteinen Konkretionen, meist von dunkler Farbe und oft mit deutlich radialer Struktur, die sich in gewissen Horizonten häufen. Wieder in andern Fällen trifft man den Phosphorit bald kompakt bald in sandiger Ausbildung als Ausfüllung von Höhlen und in Taschen in Kalkgebirgen.

Die rezenten, Phosphorsäure enthaltenden Ablagerungen von Guano sind durch ihre lockere Beschaffenheit und den meist sehr übeln Geruch charakterisiert, dabei von sehr wechselnder Färbung; der Phosphorit als Gestein ist gewöhnlich ziemlich hart und besonders auch durch sein spezifisches Gewicht, das über 3 beträgt, kenntlich. Entscheidend aber ist in vielen Fällen nur der chemische Nachweis von Phosphorsäure.

C. Die kristallinischen Schiefer.

Was man in der Geologie im allgemeinen in einer «archäischen Formation» als kristallinische Schiefer zusammenfaßt, kann vom petrographischen Standpunkt aus keineswegs als eine gleichwertige Gruppe von Gesteinen angesehen werden. Es wurde schon S. 19 ff derselbe Standpunkt ausführlicher begründet, er mag hier zum Schlusse noch einmal kurz präzisiert werden. Als kristallinische Schiefer faßt die ältere Geologie eine Gesteinsserie zusammen, welche gleichzeitig durch kristallinische Struktur und durch schlierige Beschaffenheit sich auszeichnet, wobei aber weder das eine noch das

andere Kennzeichen als absolut charakteristisch angesehen werden kann. Es werden auch manche, völlig richtungslose Gesteine oder solche mit deutlich erkennbarer klastischer Struktur mit demselben Namen bezeichnet, so daß man unter dem Begriff der «kristallinischen Schiefer» äußerst heterogene Dinge zusammenfaßt.

Die einzigen Anhaltspunkte für die Erkenntnis der genetischen Beziehungen eines Gesteins bilden ganz zweifellos dessen Struktur und mineralische Zusammensetzung. Wo organische Reste fehlen, welche indes auch unter dem Begriff Struktur im weiteren Sinne mitbegriffen werden müssen, ist in diesen beiden Eigenschaften überhaupt die einzige Möglichkeit gegeben, um zur Erkenntnis der gesteinsbildenden Prozesse zu gelangen. Es sind nun schon seit mehr als 100 Jahren «kristallinische Schiefer» bekannt, welche Leitfossilien verhältnismäßig junger Formationen enthalten, wie die belemnitenführenden Glimmerschiefer am St Gotthard; es sind «kristallinische Schiefer» bekannt, die als Einlagerungen in ganz normalen jüngeren Sedimenten vorkommen, die so normale Lagerung aufweisen, daß diese auch durch die gewagtesten Faltungen und Überschiebungen nicht mehr als Dislokationsformen erklärt werden können. Kurzum, «kristallinische Schiefer» mit all ihren typischen, petrographischen Eigenschaften, mit ihrer Struktur und ihrer mineralischen Zusammensetzung sind als zweifellose Bestandteile jüngerer Formationen nachgewiesen und haben die Geologen veranlaßt, von der Gruppe der «archäischen kristallinischen Schiefer» jene der «jüngeren kristallinischen Schiefer» zu scheiden.

In allen petrographischen Beziehungen sind diese künstlich so scharf auseinandergehaltenen Gruppen völlig identisch; der Unterschied, welcher ge-

macht wird, beruht vielmehr auf rein zufälligen Erscheinungen, wie sie z. B. die Fossilien in solchen, weitgehend metamorphischen Ablagerungen darstellen, wo ihre Erhaltung ausschließlich besonders günstigen, lokalen Umständen zugeschrieben werden kann.

Kristallinische Schiefer sind Eruptivgesteine und Sedimente oder auch Mischungen aus beiden, wie sie sich in den Kontaktzonen bei einer Injektion und Resorption der Schichten durch Intrusivmassen oder in den vulkanischen Tuffen bei der Vermischung vulkanischer Auswürflinge und sedimentären Materials ergeben. Ihr chemischer Charakter ist daher in viel weiterem Maße wechselnd, als bei den beiden besprochenen Hauptgruppen. Dasselbe gilt auch von der Struktur: Es mischen sich die Strukturen eigentlicher Eruptivgesteine mit der Hornfelsstruktur der kontaktmetamorphen Bildungen. Erstere trifft man in besonders guter Ausbildung in gewissen schlierigen Graniten, welche als Gneise bezeichnet wurden; sie sind aber auch, neben den für Piezokristallisation typischen Formen, weit verbreitet in den kataklastischen «Zentralgneisen» der *Alpen*, welche durch Kristallisation unter hohem Druck schiefrige Ausbildung erlangten.

Hornfelsstrukturen mit ihren verschiedenen charakteristischen Formen sind für die verbreitetste Gruppe der kristallinischen Schiefer bezeichnend, da die meisten derselben umgewandelte Gesteine, metamorphische Schiefer, sind, welche sich nach ihrer Struktur, ihrer mineralischen Zusammensetzung und schließlich auch nach allen geologischen Beobachtungen ganz ausschließlich als kontaktmetamorphe Produkte charakterisieren. Ferner trifft man entsprechend den intensiven geologischen Dislokationen, welche solche Gebiete häufig betroffen haben, auch in ihrer Struktur weit verbreitet die Erscheinungen innerer Zertrümmerung, wobei aber gleichzeitig darauf aufmerksam zu machen ist, daß es ungemein stark dislozierte Bildungen unter den «kristallinischen Schiefern» gibt, denen selbst eine Spur von Kataklasstruktur fehlt. Die in jedem denkbaren Maße aufgerichteten, gefalteten und gefältelten Kordieritgneise des *Bayrischen Waldes* sind dafür typische Beispiele.

Endlich werden aber auch klastische Strukturen keineswegs vermißt: man trifft sie nicht nur in den Übergängen der «kristallinischen Schiefer» in normale Sedimente, d. h. in den äußerlich kaum mehr kristallinischen Bildungen, sondern ebenso auch in hochkristallinischen Gesteinen, z. B. den Konglomeratgneisen des *sächsischen Erzgebirges* und in den Konglomerat-

einlagerungen der «Glimmerschieferformation» der *Zentralalpen*.

Bei einer voraussetzungslosen Betrachtung der geologischen Erscheinungsform sowohl als namentlich der petrographischen Eigentümlichkeiten der «kristallinischen Schiefer» ist somit ein Zweifel absolut ausgeschlossen, daß es sich bei diesen Bildungen um eine wechselreiche Reihe von Gesteinen handelt, welche unter sich selbst in allen Beziehungen die weitgehendsten Differenzen zeigen, und die man geologisch daher auch keineswegs als eine Formation oder als eine Formationsgruppe zusammenfassen kann. Die einzigen, den kristallinen Schiefern einigermaßen in gleichem Maße eigentümlichen Formen liegen in ihrem äußeren Habitus; die genaue petrographische Untersuchung aber beweist mit Sicherheit ihre völlig heterogene Entstehung.



Fig. 97. Injizierter Schiefer, «Gneis», Untersulzbachtal, Großvenediger.

Die hauptsächlichsten Gesichtspunkte sollen noch einmal rekapituliert werden:

Die normale Fazies der Formation der Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite charakterisiert sich als Grenzzone granitischer, seltener auch syenitischer oder dioritischer Gesteine, in welchen das Intrusivgestein im Kontakt mit Tonschiefern eine schlierige Beschaffenheit annahm, wo es wechselnde Mengen von Einschlüssen seines Nebengesteins, häufig in recht aushaltenden Lagen,

aufweist und schließlich in die injizierten Schiefer mit ihrer deutlich gebänderten Beschaffenheit (Fig. 97, S. 185) übergeht. Oder aber die Schieferung der Intrusivmassen ist schon deutlich, bevor eine chemische und mineralische Änderung erkennbar wird, wie dies in den *Zentralalpen* das Gewöhnliche ist, Piezokristallisation.

Die umgewandelten Schiefer in den Kontaktzonen sind dann um so mehr kristallinisch, je näher sie an



Fig. 98. Quarzlagen in gefaltetem «Phyllit». Böhmen. (Phot. Prof. Hofmann.)

das Eruptivgestein herantreten, und um so schiefriger, je höher der Druck bei ihrer Umwandlung war. In allen Fällen gehen sie aus der inneren Gneis-Glimmerschieferzone ganz allmählich nach außen zu in Bildungen über, welche man in der Geologie als Phyllite bezeichnet, in denen aber gewöhnlich Knotenschiefer von mannigfacher Zusammensetzung den Charakter der Kontaktgesteine immer noch deutlich verraten. Und wo diese makroskopischen Kennzeichen nicht mehr ausreichen, dann ist stets noch die mikroskopische Analyse ausschlag-

gebend, welche, abgesehen von andern, allgemein anerkannten Kontaktmineralien, den Turmalin als ständigen Gesteinsgemengteil nachweist. Auch auf die der granitisch-aplitischen Bänderung der injizierten Schiefer analoge Durchsetzung mit Quarz in Linsen und Lagen, welche in den äußeren Kontaktzonen so bezeichnend ist, sei noch besonders hingewiesen (Fig. 98).

Kalkige und mergelige Sedimente, welche mit Eruptivgesteinen in Kontakt gekommen sind, ergeben andere Erscheinungsformen. Wegen der meist wenig hervortretenden Schieferung sind Injektionszonen weniger verbreitet, wegen der weitgehenden Abweichung ihrer chemischen Beschaffenheit vom Eruptivgestein ist dessen Änderung in seinen Randzonen oft besonders bedeutend. Die durch Umkristallisation aus solchen Sedimenten entstandenen «kristallinischen Schiefer» stellen besonders abwechslungsreiche Bildungen dar, je nach dem ursprünglichen Gesteinsbestand.

Sandsteine usw. mit ihrer ziemlich einheitlichen Beschaffenheit, in deren Zusammensetzung die Kieselsäure vorwiegt und welche außerdem durchschnittlich ein der kontaktmetamorphen Umwandlung wenig günstiges Korn haben, liefern die ziemlich gleichmäßigen Quarzite, welche in Glimmerschiefer übergehen. Am mannigfaltigsten aber und im allgemeinen auch am meisten mißverstanden sind die kontaktmetamorphen Produkte aus Eruptivgesteinen selbst, von welchen in diesem Zusammenhang zunächst die aus Porphyren und Porphyriten hervorgegangenen in Frage kommen, während von den körnigen Gesteinen hauptsächlich die basischen der Reihe des Gabbro zum Diabas weitergehende Modifikationen erlitten haben.

Der Übergang von Quarzporphyr in Serizitgesteine, von Diabas oder Porphyrit in Grünschiefer, Amphibolit und Eklogit ist in zahlreichen Kontaktzonen zur Evidenz bewiesen. In andern aber steht die theoretische Anschauung über das «archäische kristallinische Gebirge» solchen Beobachtungen entgegen, und besonders die Theorie der Dynamometamorphose hat diese Gesteine ganz speziell als ihren Arbeitsbezirk erkoren. Es mag betont werden, daß die sehr häufig von gar keiner mechanischen Erschütterung begleitete Veränderung dieser Gesteine genau denselben Charakter der Umwandlung verfolgt wie die Kontaktmetamorphose, daß sie ebenso wie diese im allgemeinen mit der Entfernung vom Eruptivgestein geringer wird, und daß endlich, abgesehen von den S. 99 charakterisierten,

makroskopischen Palimpseststrukturen bei den sog. Grünschiefern mikroskopisch die Hornfelsstruktur besonders hervortritt.

Eine Übersicht über die vorliegenden genetischen Verhältnisse allerdings wird durch die große Variabilität der in Betracht kommenden Gesteine merklich gestört, zumal die hypothetischen Anschauungen der älteren Geologie über das hohe Alter der «kristallinischen Schiefer» noch allenthalben hindurchschimmern und dadurch der Blick noch mehr getrübt wird.

Eine kurze Zusammenstellung der Bedeutung der wichtigsten, unter dem Namen der «kristallinischen Schiefer» zusammengefaßten Gesteine wird jedenfalls für die hier in Betracht kommenden Zwecke einer theoretischen Ableitung vorzuziehen sein.

Gneise im engeren Sinne sind mehr oder minder schiefrige, auch ganz richtungslose und häufig granitisch-aplitische Gesteine, dichter Gneis, der Mineralkombination Orthoklas, Quarz und Glimmer. Man unterscheidet: 1) Fluidale Granite oder ebensolche Gesteine, welche unter der Piezokristallisation erstarrt sind, dann abgesehen von der Parallellagerung und der Abgrenzung in Schichten vollständig mit den normalen Granitvarietäten übereinstimmend; auch porphyrartig im Augengneis und von diesem durch die Flasergneise in die schiefrigen und schließlich die körnigen Gneise übergehend, welch letztere völlig normale Granite sind. 2) Durch Resorption schlierige Granite, oder Granite mit zahlreichen Schiefereinschlüssen übergehend in resorbierte und injizierte Schiefer, meist ausgesprochene Bänder- oder Lagengneise mit dunkleren, aus Schiefern hervorgegangenen Lagen und lichten, häufig durch diese hindurchgreifenden Bändern von granitisch-aplitischer Zusammensetzung, die bald dichte Aplite bald großkörnige Pegmatite sind und in letzterem Fall besonders häufig Muskowit und Turmalin führen. Die einzelnen Lagen wechseln von wenigen Millimetern an Mächtigkeit bis zu gewaltigen Dimen-

sionen und sind in ersterem Fall besonders gleichmäßig und aushaltend.

Abgesehen von den erwähnten Mineralien sieht man hier häufig mit bloßem Auge: Granat, Kordierit, Staurolith, auch Andalusit, Sillimanit, Zoisit und Epidot oder Disthen, seltener auch den gewöhnlich sekundär zugeführten Graphit, etwas Kalkspat, Chlorit usw., nach welchen dann die verschiedenen Abarten weiter unterschieden werden. Stengelgneise sind meist stark gestauchte Bildungen derselben Gruppe. Selten sind Gneise rein sedimentärer Entstehung, Sedimentgneise: kontaktmetamorphe Tonschiefer oder Grauwacken, meist von dunkler Farbe, oft deutlicher Schieferung und mit allen eben aufgezählten akzessorischen Mineralien. Häufig trifft man in diesen kontaktmetamorphen und durch Typenvermischung modifizierten Gesteinen als Knoten auf den Schichtflächen oder als weiße Flecken im Querbruch größere Individuen der Feldspate des Granites, schistes feldspatsés der Franzosen.

Gneis im weiteren Sinn nennt man körnige Gesteine aller Art mit einigermaßen paralleler Struktur, oder auch die verschiedensten Injektions- und Resorptionsprodukte häufig völlig frei von Quarz, Orthoklas und Glimmer und schließlich übergehend in die heterogensten, deutlich kristallinischen und meist nicht gut schiefrigen Silikataggregate, die eventuell aus Skapolith und Hornblende, Skapolithgneis, oder aus Wollastonit, Granat und Kalkspat usw. bestehen.

Granulit: Dichte, meist deutlich gebänderte, selten aber schiefrige Granitaplite, auch ohne Bänderung, dann gewöhnliche Aplite mit einem Gehalt an Granat. Überhaupt sehr reich an den beim Gneis erwähnten Akzessorien. In weiterem geologischem Sinn überhaupt alle im Granulitgebirge

auftretenden Gesteine, vom Granit bis zum Trapp oder zum Kordierithornfels.

Glimmerschiefer: In normaler Fazies aus vorherrschendem Quarz mit Muskowit oder Biotit in deutlich körnigen und meist sehr vollkommen schiefrigen Aggregaten bestehend und durch Hervortreten von Quarz übergehend in Quarzite, durch Eintreten von Feldspat in die Gneisglimmerschiefer und Gneise. Lagen von körnigem Quarz, häufig mit etwas Muskowit und oft als sekundäre Infiltrationen erkennbar, wechseln mit meist dünnen, hellen oder dunkeln, auch durch Chlorit grün gefärbten Glimmermembranen. Die beim Gneis erwähnten, akzessorischen Mineralien treten auch hier häufig in größeren Kristallen hervor, besonders Granat, Staurolith, Turmalin usw., auch «Augen» von Feldspat finden sich.

Hier bildet Graphit bald deutlich schuppige Aggregate, bald ist er in gleichmäßiger Verteilung als schwarzes Pigment vorhanden. Dann treten die akzessorischen Mineralien aus der nun viel dichter erscheinenden Schiefermasse als eigentliche Knoten hervor, den Übergang in die Knotenglimmerschiefer bedingend. Auch Garbenschiefer mit oft recht großen Garben von Hornblende oder Disthen, letzterer meist schwer erkennbar, sind hier verbreitet.

In manchen Vorkommnissen ist auch Kalkspat reichlicher vorhanden, Kalkglimmerschiefer, und diese ähneln wegen der deutlichen Spaltbarkeit des Kalkspats besonders den Gneisen, Kalzitgneis, von welchen sie aber die geringe Härte und namentlich die Salzsäurereaktion scheidet. Diese meist stark gefalteten Gesteine sind insgesamt aus Sedimenten hervorgegangene Kontaktgesteine, und treten in besonders typischer Ausbildung bei der Piezokontaktmetamorphose auf. Andere, allerdings viel seltenere Glimmerschiefer sind Äquivalente von Erup-

tivgesteinen, so besonders alpine Vorkommnisse, wo die Pegmatite unter dem Einfluß der Piezokristallisation häufig zu mineralreichen, schiefrigen Aggregaten von Glimmer werden, z. B. die Paragonitschiefer, die zwar ebenso gut schiefrig sind wie die gewöhnlichen Glimmerschiefer, meist aber keine schichtige Absonderung zeigen.

Auch durch Umwandlung von Quarzporphyr können ähnliche Gesteine entstehen; meist haben diese feiner kristallinische Beschaffenheit, Serizitschiefer, und ferner ist hier der lichte Glimmer fast allein vorhanden, daher die Gesteine weiß oder jedenfalls sehr licht gefärbt sind. Hier beobachtet man auch noch Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas, die manchmal auch den Charakter kleiner Knoten auf den Schichtflächen annehmen, unter dem Mikroskop aber deutlich als Einsprenglinge noch kenntlich sind. Solche Serizitgesteine werden sehr häufig auch als Talkschiefer bezeichnet, doch enthalten einigermaßen normale «kristallinische Schiefer» überhaupt keinen Talk, und die serizithaltigen Bildungen unterscheiden sich auch schon äußerlich von talkhaltigen durch die weniger hervortretende Fettigkeit im Anfühlen.

Phyllit, Tonglimmerschiefer oder Glanzschiefer: Glimmerschiefer von sehr feinkristallinischer Beschaffenheit,. oft nur noch durch die glänzende Schichtfläche vom Tonschiefer zu unterscheiden. Häufig graulich bis schwarz, auch grünlich, Grünschiefer zum Teil, oder rötlich und violett, manchmal mit deutlich hervortretenden Knoten, auch gebändert durch meist sekundäre, körnige Lagen oder Flammen und Linsen von Quarz, Quarzphyllit. Kalkphyllite sind dichtere, meist graue bis schwärzliche Kalkglimmerschiefer. Die normalen Phyllite mit einer meist deutlichen Fältelung sind typische Kontaktgesteine.

Eklogit: Deutlich körnige, meist sehr wenig schiefrige Gesteine mit größeren, roten Granaten in lichtgrüner, kristallinischer Grundmasse, die aus Hornblende oder Pyroxen besteht. Auch häufig mit lichtem Glimmer oder dunkelblauem Glaukophan; mit Epidot und dann gelbgrün, mit Klinozoisit und graugrün, namentlich in letzteren Fällen übergehend in dichte, splittrige und richtungslose Gesteine, grünlichgrau mit größeren, dunkeln Granaten, Saussuritfels; ferner in Übergängen zum Amphibolit. Sie stellen Kontaktprodukte basischer Eruptivgesteine und deren Tuffe dar, besonders in Form von Putzen im Granit selbst oder in Schichten in den innersten Kontaktzonen auftretend; mit dem Eruptivgestein sind sie oft durch eine Mischzone von «Hornblendegneis» verbunden.

Amphibolit: 1) Syenite und Diorite, auch Gabbrogesteine mit deutlicher Bänderung; aus Feldspat mit grüner oder brauner Hornblende bestehend, gewöhnlich nur durch die Lagenstruktur vom normalen Eruptivgestein abweichend. 2) Häufiger durch postvulkanische Prozesse oder namentlich durch Kontaktmetamorphose umgewandelte basische Eruptivgesteine und deren Tuffe, öfter mit deutlicher, schon makroskopisch erkennbarer Palimpseststruktur. In den inneren Kontaktzonen oft recht grobkörnig und dann mit größeren Hornblendeindividuen in einem aus Feldspat oder Saussurit bestehenden Zwischenmittel. Viel von Granitaplit injiziert, dann oft deutlich gebändert, anderenteils durch die Granatamphibolite in Eklogit übergehend. In den äußeren Kontaktzonen feinerkörnig, dann meist dunkel- bis graugrün und deutlich schiefrig, schließlich in den dichten Grünschiefer verlaufend.

Grünschiefer und Chloritschiefer: Graulichgrüne, meist ziemlich dichte, auf der Schichtfläche aber noch deutlich glänzende, häufig wenig

schiefrige Gesteine, mild im Bruch und oft mit den Palimpseststrukturen der Porphyrite und Diabase, aus welchen in den äußeren Kontaktzonen häufig solche Gesteine geworden sind. Etwas abweichend sind gleichfalls als Chloritschiefer bezeichnete Gesteine, dunkelgrüne, meist gar nicht schiefrige Massen, besonders häufig Oktaeder von Magneteisen enthaltend, die Putzen innerhalb von Serpentin bilden.

Die zu den «kristallinen Schiefern» gestellten Gabbro und Serpentine endlich haben die normalen Eigenschaften der betreffenden Gesteine. In den als Urkalk bezeichneten Einlagerungen trifft man ebenso alle Erscheinungen der kristallinischen Kontaktkalke nebst deren Übergängen in Kalksilikatfelse wieder. Talkschiefer sind meist rein weiße, fettig anzufühlende, thermale Umwandlungsprodukte aller möglichen Gesteine am Kontakt mit Granit und Serpentin. Smirgel usw. sowie die meisten hierher gestellten Erzgesteine sind gang-, lager- oder putzenförmige Mineralneubildungen, welche nicht mehr als eigentliche Gesteine gelten können.



Register.

A.

Q.

R.

S.

T.

U.

V.

W.

Z.

